4-160

GEOLOGIA DEL PERÚ

POR

G. STEINMANN

CON CONTRIBUCIONES DE

R. STAPPENBECK
SOBRE YACIMIENTOS DE MINERALES UTILES DE
F. SIEBERG SOBRE LOS TERREMOTOS EN EL PERU Y DE
C. I. LISSON EN EL MAPA GEOLOGICO

CON 9 LÁMINAS, 271 FIGURAS EN EL TEXTO Y UN MAPA
GEOLÓGICO AL 1 : 3 000 000

HEIDELBERG 1930
CARL WINTERS UNIVERSITÄTSBUCHHANDLUNG

Prefacio.

Con el título tal vez exagerado de este libro, queremos manifestar solamente de que en él se encuentra compilado lo más importante de lo que se sabe actualmente sobre geología del Perú. Efectivamente grandes partes del país, sobre todo la falda selvática oriental de la Cordillera y los territorios bajos del Amazonas, son todavía una «terra incognita», no solo en el sentido geológico, sino parcialmente también en el sentido geográfico, estando condenada á permanecer así durante durante tiempo largo aún. Pero de otra parte tenemos mejores conocimientos de la Cordillera y hay regiones aunque limitadas que conocemos ya relativamente bien.

Hasta más ó menos la mitad del siglo XIX, el Perú era, geológicamente hablando, casi por completo desconocido. Mientras que las Cordilleras en los demás países sudamericanos habían sido exploradas algo sistemáticamente por expediciones largas, — p. e. Bolivia por D'Orbigny, Chile por Darwin, Colombia y Venezuela por Humboldt — los conocimientos del Perú quedaron restringidos casi por completo a los resultados incompletos de de Castelnau y de Pöppig, hasta que Antonio Raimondi allá por el año 1850 comenzó con un tesón infatigable la exploración sistemática del país, haciendo, fuera de trabajos geográficos y de su mapa del país, para aquella época sumamente valioso, abundantes observaciones mineralógicas y geológicas, que prescindiendo de la parte que se refiere a la descripción del departamento de Ancash hecha en su mayoría en 1873, tan solo y desgraciadamente más tarde vinieron á beneficiar a la ciencia (1902-1913). Los fósiles recogidos por él, fueron examinados y descritos por Gabb (1877); y por este estudio se pudo reconocer, por primera vez, la variedad de las formaciones que se presentan en la Cordillera.

Posteriormente y antes de crearse el Cuerpo de Ingenieros de Minas en el año 1902 bajo la dirección del entusiasta ingeniero Don José Balta, se publicaron por parte de sabios y técnicos

mineros, nacionales y extranjeros, un gran número de trabajos científicos, pero que se refirieron solamente a objetivos aislados de naturaleza científica o minera. Entre ellos, merece ser mencionado el trabajo de LEONARDO PFLÜCKER y RICO sobre el Distrito Mineral de Yauli (1883), por la erudición y la exactitud metódica de su exposicion. SUESS trató de reunir mas tarde en un cuadro de conjunto en su obra "Das Antlitz der Erde" (La Faz de la Tierra) toda la bibliografia existente hasta 1885, I, (677—684.)

Con la creación del Cuerpo de Minas, se inició una exploración minera y geológica sistemática del país. Si bien los propósitos de este instituto eran en primera línea de índole práctica, sus directores, los señores JOSÉ BALTA, MARCO AURELIO DENEGRI y JOSÉ BRAVO, apreciando bien la utilidad de la geología, trataron siempre de fomentar también la exploración geológica del país. A este espíritu debo el llamamiento que de mi hizo el señor BALTA, cuando estaba junto con los señores HOEK y v. BISTRAM en Bolivia, con el fin de que levantase un perfil transversal de la Cordillera desde Lima hasta Chanchamayo e implantase así la base, si bien incompleta aún, de la estratigrafía y la tectónica de la Cordillera del Perú.

Mientras que los trabajos del Cuerpo continuaban, y se publicaban sus boletines, que actualmente pasan de 100, el profesor de la Escuela de Ingenieros de Minas, señor CARLOS LISSÓN, se dedicaba con gran entusiasmo y habilidad a la exploración geológica y paleontológica del país.

Pero existían todavía grandes vacíos en cuanto a la estratigrafía y la tectónica del país, de suyo tan extenso y a menudo tan poco traficable, y por esta razón el entonces director del Cuerpo de Ingenieros de Minas, señor DENEGRI, me invitó en el año 1908 para que hiciera un viaje largo por el país, pudiendo así explorar durante seis meses grandes trechos de la Cordillera central y setentrional, y obtener una vista general sobre sus condiciones estratigráficas y tectónicas. En este viaje me acompañaron y me ayudaron el doctor OTTO SCHLAGINTWEIT, durante todo el tiempo, y el señor JOSÉ BRAVO durante la mayor parte.

Las colecciones paleontológicas hechas en estos dos viajes, fueron investigadas por varios de mis estudiantes: los fósiles carbónicos, por el señor MEYER-HARASSOWITZ; los triásicos, por el

señor JAWORSKI; los del lias y del dogger, por los señores TILMANN y JAWORSKI; los suprajurásicos, por el señor WELTER; los cretácicos, por los señores BRÜGGEN, FRITZSCHE, NEUMANN, SCHLAGINTWEIT, SOMMERMEIER; mientras que los hallazgos anteriores y que constituían las colecciones de los señores BARRANCA, REISS, STÜBEL, PFLÜCKER y RICO habían sido ya descritos por mí mismo y por los señores GERHARDT, PAULCKE y JAWORSKI.

Por esa época habían principiado también las investigaciones estratigráficas y paleontológicas de parte de los exploradores peruanos, sobre todo de los señores BRAVO y LISSÓN; y al señor LISSÓN, debemos entre los trabajos primeros, una descripción detallada de los alrededores de Lima, varias contribuciones paleontológicas y una reseña estratigráfica, varias veces corregida y ampliada de todos los hallazgos de fósiles conocidos. ADAMS en 1908, ofrecía de otro lado una reseña de los conocimientos de la geología del país en aquella época.

Las exploraciones hechas principalmente con propósitos prácticos en las regiones más importantes del país en relación a la minería y agronomía, dieron por resultado también muchos datos geológicos de importancia. En estas investigaciones participaron especialmente los señores ADAMS, BOIT, BROGGI, DUEÑAS, JOCHAMOWITZ, LUCIO, DU BOIS LUKIS, MARSTERS, MÁLAGA SANTOLALLA, UMLAUFF, VELARDE y otros.

En los dos últimos decenios los conocimientos geológicos adelantaron mucho por la labor de exploradores nacionales y extranjeros. Los viajes de SIEVERS en el Norte de la sierra y de BENRATH y HAUTHAL en las regiones centrales, dilucidaron los fenómenos de la glaciación cuaternaria, cuya importancia indicaba RAIMONDI mucho años antes. La parte meridional de la sierra fué investigada con éxito por los señores GERTH, BOWMAN y GREGORY y un sumario completo de la zona petrolífera de Amotape, que se puede considerar como un complemento del trabajo anterior de GRZYBOWSKI, se debe al señor BOSWORTH y sus colaboradores. Por otra lado el señor DOUGLAS contribuía con un importante perfil transversal de la parte sur del pais, desde Mollendo hasta el río Inambari.

Entre los investigadores norteamericanos, tomaron parte en

la exploración geológica: los señores MILLER y SINGEWALD (yacimientos de minerales), BERRY con varios folletos sobre plantas fósiles, SPIEKER con el estudio de la fauna neogena del Norte, mientras que los señores IDDINGS y OLSSON aclararon y ampliaron la estratigrafía del terciario petrolífero. También Mc. LAUGHLIN ofrecía una descripción detallada y sumamente esmerada de las condiciones geológicas de la parte superior del valle del Rímac y de la región del Cerro de Pasco; mientras que STAPPENBECK investigaba cuidadosamente varias partes de la Cordillera occidental, publicaba un mapa de los yacimientos minerales de toda la América del Sud y contribuía con LISSÓN al mapa geológico que acompaña este libro y que separadamente fué publicado antes en 1925.

En el año 1920 se inició la publicación de los Anales del Congreso Nacional de la Industria Minera bajo la dirección del Cuerpo de Ingenieros de Minas. Aunque sirviendo en primera línea a los intereses de la minería, esta revista contiene unas cuantas observaciones geológicas de valor, especialmente de los señores BROGGI y F. G. FUCHS.

El progreso de la minería en los últimos decenios ha despertado en el país el interés de mucha gente acerca de la constitución geológica del país; y los constantes empeños de los Srs. LISSÓN y BROGGI han llevado, al fín del año 1924, a la fundación de una Sociedad Geológica del Perú, cuyas primeras publicaciónes predicen, por su contenido remarcable, un buen porvenir para esos esfuerzos. Efectivamente, hay pocas regiones de la tierra, donde exista, como en el Perú, en un espacio tan limitado, tal abundancia de las rocas más variadas, en parte muy fosilíferas, pertenecientes a casi todas las épocas, y donde, por los perfiles de la sierra profundamente abiertos, el geólogo se encuentre mas inclinado y con mas medios de resolver importantes problemas de orogénesis y volcanismo. Pero también no es menos cierto que justamente esa gran variedad de sucesos volcánicos y plutónicos varias veces repetidos en la constitución de una serranía a menudo muy complicada dificulta esta labor que es la misma que me he propuesto al publicar este libro. Por esta razón he tenido que ampliar su primitivo plan de corta reseña, encargando al mismo tiempo la

descripción de las sustancias mineralizadas al señor STAPPENBECK y la recopilación de los terremotos ocurridos en el Perú a la atención especial del señor SIEBERG. La compilación del mapa que ha tenido la halagueña ayuda de los señores LISSÓN y STAPPENBECK, suministra naturalmente solo una idea muy incompleta de las condiciones efectivas, primero porque la escala es demasiado pequeña para poder dibujar las subdivisiones a menudo muy acumuladas, y en segundo lugar, porque grandes trechos del país están casi enteramente inexplorados; pero servirá por lo menos para que el lector se forme una idea cabal de la distribución de las formaciones. Los cuadriláteros formados por los meridianos y latitudes, han sido marcados con letras y cifras para que pueda encontrar mas fácilmente los lugares mencionados en el texto; como p. e. Lima: E. 11.

Pude desistir de una enumeración completa de los fósiles hasta ahora encontrados, porque el libro: «Edad de los Fósiles Peruanos etc.» de C. I LISSÓN, responde a esa necesidad con sus ediciones siempre nuevas; pero me ha parecido útil consignar aquí los fósiles más importantes y caracterizarlos brevemente, para que cada lector que se ocupe de la geología del Perú pueda orientarse rápidamente sobre su estratigrafía.

En el índice de la literatura, agregado al fín del libro, se han mencionado los trabajos geológicos más importantes, en cuanto estaban a mi alcance, habiendo dejado intencionalmente de hacerlo con numerosas publicaciones pequeñas de contenido preferentemente minero. Las que han aparecieron antes de 1914, se encuentran enumeradas en la compilación de L. TORRES, «Guía Bibliográfica. Descripción de las Minas y Oficinas Metalúrgicas en el Perú. clasificadas por Departamentos». Lima 1914, 3a. edición, pag. 1—97.

En el texto de este libro, la literatura será citada por el nombre del autor y el año de la publicación correspondiente, como p. e.: ADAMS 1905.

Los nombres de las poblaciones y de los ríos mencionados en esta obra, están escritos conforme a la ortografía usada en el «Diccionario Geográfico del Peru» por GERMÁN STIGLICH,

Lima, 1922, 3 tomos. Según esta ortografía, hay especialmente en comparación con la anterior, las siguientes diferencias:

1) en lugar de "Ll" al principio o "ll" en medio de los nombres, se pone generalmente "Y" o "y", a saber Lloc = Yoc, Huallaga = Huayaga.
2) en lugar de "Y" al principio o "y" en medio o al fin de los nombres "I" o "i", a saber Yllescas = Illescas, Huaylas = Huailas, Huarmey = Huarmei.
3) "y" desaparece delante de "ll"; a saber Goyllarisquizga = Gollarisquisga.
4) "gu" en medio de los nombres, cambia en "hu"; a saber Moquegua = Moquehua.
5) "Z" al principio, medio o fin de los nombres se convierte en "s"; a saber Zendamal = Sendamal, Azángaro = Asángaro, Huaráz = Huarás.
6) "g", muchas veces cambia en "c".
7) en lugar de "cc", muchas veces "c." etc.

Es de esperar que también los muchos defectos y faltas, que, como es inevitable, contiene este primer ensayo de una reseña general, inciten a continuar la exploración del país. Como el mapa geológico fué trazado hace 3 años, hoy día se puede considerar algo deficiente en varios puntos y por eso al fin del texto he indicado algunos de los cambios más notables introducidos.

Quedo muy reconocido a los señores Bravo, Buxtorf, Gerth, Hettner, Lissón, Schlagintweit, Stappenbeck, Welter por las informaciones particulares que me han suministrado sobre diferentes tópicos.

He recibido de parte de la «Sociedad Rhenana para formentar Exploraciones Científicas» y de la «Asociación Alemana protectora de la Ciencia» subvención apreciable que me permitió continuar trabajando en tiempos difíciles, así como hacer las ilustraciones, cuya buena ejecución debo a la destreza de los señores Grüner, Schilling y Hein.

Durante mis viajes en el Perú he tenido el placer de ser ayudado y subvencionado por muchísimas personas, tanto peruanas cuanto extranjeras, a las cuales solo puedo manifestar en conjunto mi gratitud.

Antes de terminar, quiero recordar las personas que han contribuído eficazmente a la impresión de este libro. En su visita a Bonn, el señor Carlos I. Lissón se enteró del estado adelantado de mis originales y me rogó lo autorizara para tratar el asunto con el gobierno del presidente Sr. Augusto B. Leguía. Una vez de

regreso en Lima, se puso en contacto con el Ministerio de Fomento el cual dió todas las facilidades del caso, debiendo mencionar con este motivo al progresista Director de Minas Sr. ing. Alberto Jochamowitz, quien venciendo dificultades, tomó gran interés en impulsar, su ejecución. Debo pues mi primera palabra de gratitud, al presidente Leguía, quien apreciando lo que valen los conocimientos geológicos para el desarrollo de la industria minera, decretó las medidas necesarias gracias a las cuales quedó asegurada la impresion de esta obra, y después á su eficaz colaborador el Sr. Jochamowitz por su empeño en secundarlo.

Cúmpleme tambien presentar expresivo testimonio de agradecimiento al señor Stappenbeck, por haberse encargado de la traducción del texto alemán al español, y al señor Lissón por haberlo revisado en parte. El señor Fenten me ha prestado su esforzada cooperación en corregir las pruebas de esta edición española; pero el trabajo más difícil y más penoso, que consistía en revisar íntegramente el texto de este libro poniéndolo en el mejor castellano posible, le ha correspondido al ing. señor Jorge A. Broggi.

Por último, la casa editora C. Winter, de Heidelberg, ha sido complaciente en mis exigencias y se ha esforzado en que este libro tenga su actual e inmejorable presentación.

Bonn, Octubre de 1929

G. Steinmann.

Índice.

Págs.

Prefacio . . . . . III—IX

I. Reseña orográfica 1

II. Estratigrafía 5

A. Fundamento estratocristalino (Precámbrico) 6
1. Rocas arcaicas 6
2. Formación filítica 8

B. Formación silúrica 14

C. Formación devónica 20

D. Formación carbónica 26
a. Piso inferior 28
b. Piso superior (Carbónico superior) 34
c. Fósiles del carbónico superior 45
d. Reseña del carbónico 51

E. Formación triásica 54

F. Formación jurásica 66
a. Liásico 67
b. Dogger (Oolítico inferior-Bajociano) 77
c. Caloviano 81
d. Titoniano (Portlandiano) 83

G. Formación cretácica 87
Rocas de la formación cretácica 88
a. Neocomiano 91
1. Valanginiano y Hauteriviano (Neocomiano inferior) 91
Fósiles 92
Flora 101
b. Barremiano 111
c. Aptiano 119
d. Albiano (+ vraconiano) 133
e. Cenomaniano 142
f. Turoniano 146
g. Cretácico superior (senónico) 149
1. Facies marina normal 150
2. Facies semicontinental (formación de Puca) 179
Apéndice de la formación cretácica: Formación del Rimac 182

H. Formación terciaria 192
a. Los sedimentos marinos de la zona costanera del Pacífico 193

Págs.
1. Terciario inferior o Eogénico 193
2. Terciario superior o Neogénico 201
Piso de Zorritos 201
Piso de Talara 203
3. Formación de Pisco 205
Apéndice 206
Resumen 211
b. El Neogénico de Iquitos 213
c. Formaciones continentales del Terciario . . . 214
1. Rocas volcánicas 215
2. Sedimentos 218
Liñitos de Tumbes 218
Neogénico liñitifero de Yanacancha 219
Neogénico petrolífero de Coracora 221
Neogénico del Perú meridional 221
Terciario continental de la falda oriental de la Cordillera 223
Formación de Moquehua 224
Resumen 225
d. Rocas eruptivas del Terciario 226
1. Las granodioritas 230
2. Las rioandesitas intrusivas 243
3. Formación de yacimientos de minerales metalíferos .248
J. Formación cuaternaria 254
a. Depósitos marinos 255
1. El tablazo de Máncora 257
2. El tablazo de Talara 260
3. El tablazo de Lobitos 260
b. Depósitos continentales 266
1. La glaciación cuaternaria de la Cordillera 267
2. Rellenos de las cuencas cuaternarias 276
3. Fósiles 277
4. Derrumbes, conos de deyección y procesos de descomposición en la época cuaternaria 278
5. Formaciones volcánicas de las épocas cuaternaria y actual 280
6. Termas y fuentes minerales 283
7. Subdivisión del Cuaternario 285
III. Historia geológica 287
A. Epoca precámbrica 287
B. Ordovícico (Silúrico inferior) 288
C. Devónico 289
D. Carbónico (y **Pérmico**) 290

Págs.
E. Triásico 292
F. Jurásico 293
G. Cretácico 294
H. Terciario 297
J. Cuaternario y morfología de la Cordillera 302
a. El levantamiento de la Cordillera 303
b. Hundimiento de la costanera pacífica 304
c. Los volcanes del Sud 307
d. La glaciación cuaternaria 308

IV. La constitución de la Cordillera 309
A. Constitución des los pliegues 312
B. Las rocas eruptivas 318
C. Virgación de la Cordillera 321
a. Extremo Sud 322
b. Extremo Norte 323

V. Yacimientos de minerales útiles, por R. STAPPENBECK 327
A. Yacimientos de minerales metálicos 327
1. Yacimientos de oro 327
a. Vetas de piritas auríferas 327
b. Vetas de oro y plata 331
c. Vetas cupro-auríferas 332
d. Vetas de cuarzo aurífero con tungsteno o estaño . . 332
e. Lavaderos de oro 333
2. Yacimientos de plomo, plata y zinc 335
a. Vetas de plomo, plata y zinc 336
3. Yacimientos de cobre 344
a. Yacimientos de contacto 344
b. Filones de cobre 345
α. Vetas solamente cupríferas 345
β. Vetas cupro-argentíferas 347
c. Impregnaciones 362
4. Azogue 362
5. Yacimientos de hierro 363
a. Segregaciones magmáticas 363
b. Yacimientos de hierro de contacto 364
c. Vetas de hierro 364
d. Yacimientos sedimentarios de hierro 365
e. Yacimientos de hierro manganesífero 365
6. Yacimientos de manganeso 365
7. Yacimientos de níquel y cobalto 366
8. Yacimientos de estaño 366
9. Yacimientos de tungsteno 366

Págs.
10. Yacimientos de molibdeno 368
11. Yacimientos de vanadio 369
12. Yacimientos de bismuto 370
13. Yacimientos de arsénico 370
14. Yacimientos de antimonio 370
15. Yacimientos de torio 372

B. Yacimientos no metalíferos 372

1. Petróleo 372
a. El petróleo en el depto. de Piura y prov. de Tumbes 372
b. El petróleo en el depto. de Puno 379
c. Otros yacimientos 381
2. Asfaltita 382
3. Esquistos bituminosos 384
4. Carbón 384
a. Carbón del Carbónico 384
b. Carbón wealdiano 385
c. Liñito neogeno 398
4a. Turba 399
5. Grafito 399
6. Azufre 399
7—11. Cuarzo, piedras preciosas, mica, amianto y baritina 400
12. Caliza y Dolomita 400
13. Yeso 402
14. Sal común o sal gema 402
15. Boronatrocalcita 404
16. Salitre 405
17. Guano 405

VI. Los terremotos en el Perú, por A. Sieberg 406

Observaciones al mapa geológico 422
Bibliografía 425

AL LECTOR

Se suplica disculpar los errores de ortografía y redacción que pueda encontrar en la obra, que han sido insalvables si se tiene en cuenta que fué impresa por tipógrafos que ignoran el español, que el suscrito revisó la traducción española ya efectuada y que las leyendas de los fotograbados no fueron corregidas. Con todo, no estimo que esas faltas oscurecen hasta confundir, los pensamientos del malogrado y sabio autor.

Lima, 15 de agosto de 1930.

J. A. Broggi
Encargado de la revisión del texto
español traducido en
Alemania

I. Reseña orográfica.

Literatura: Adams 1908. Bowman 1916. Dueñas 1925. Humboldt 1814. Lissón 1925a. Raimondi 1902. Sievers 1914.

El territorio de la República del Perú se extiende sobre las dos grandes unidades de Sud-América: la serranía continua de la Cordillera de los Andes, y las montañas y bajos extra-andinos. Estos últimos están, dentro del territorio del país, cubiertos por bosques tupidos, intraficables y casi desconocidos no sólo geológicamente, sino también geográficamente, por cuya razón podemos dejarlos casi totalmente fuera de la consideración de esta obra. Forman una parte de la gran cuenca del Amazonas sin individualidad propia y tienen un declive suave hacia el Este y Noreste. Parece que acumulaciones continentales modernas cubren en la mayor parte su subsuelo compuesto esencialmente de rocas cristalinas antiguas.

La parte peruana de la Cordillera, se diferencia de las partes limítrofes de la sierra al N y al S, por algunos caracteres que llaman la atención, recibiendo así un sello individual:

1) El rumbo general de la sierra es desde SE—NO hasta SSE—NNO, mientras que las Cordilleras limítrofes, del Ecuador y de Bolivia, siguen una dirección preferentemente meridional.

2) Fuera del extremo Sud (más o menos al Sud de 15° lat. s.) faltan en la sierra volcanes cuaternarios o activos, que existen tanto en el Ecuador como en Bolivia.

3) La Cordillera es un murallón cerrado; falta en ella — si dejamos de lado la parte más meridional — una continua división tanto transversal como longitudinal, pues la altiplanicie de Bolivia, que separa la Cordillera occidental de otra oriental, continúa solamente por un trecho corto en la región del lago Titicaca perteneciente a la parte peruana. Una ramificación (virgación) de la Cordillera no empieza sino al Sur de la bahía de Guayaquil; y los anchos valles de los ríos, parecidos a fosas tectónicas, que separan las divergentes ramas de la Cordillera de Venezuela y Colombia, no existen en la parte peruana.

Esta disposición individual de la Cordillera peruana es aún más pronunciada en relación a la geología, debido a la gran variedad de su composición, la cual no se advierte ni en Bolivia ni en el Ecuador, pues en estos paises los depósitos marinos de las épocas triásicas y liásicas no se conocen hasta la fecha.

Hay en la Cordillera peruana sólo un elemento orográfico dominante: la divisoria principal entre el Pacífico y el Atlántico que corre a una distancia de 100—200 km de la costa pacífica, dividiendo así la sierra en dos fajas de desigual anchura, una occidental más estrecha, otra oriental más ancha. Desde luego, se ha hecho una distinción entre las cadenas occidentales, sobre las que corre la divisoria principal torcida que se ha denominado Cordillera Occidental, la Cordillera Central, que sigue más al Este (al otro lado del río Marañón), y una Cordillera Oriental que declina hacia el bajo amazónico; pero ninguna de estas Cordilleras tiene un rumbo continuo y homógeno y no es pronunciada su separación con las vecinas. Estas unidades no pueden servir por su relación orográfica ni geológica, y por esta razón hablaremos solamente de cadenas occidentales, medias y orientales y de un declive occidental y oriental de la sierra, usando por lo demás denominaciones locales.

Todos los ríos que naciendo en la divisoria principal, desembocan en el Pacífico, tienen un curso solamente corto dirigido normal u oblícuamente a la costa, exceptuando el río Santa (E. 8) que en el Callejón de Huailas corre por un trecho mayor en la dirección longitudinal de la sierra, separando muy claramente la Cordillera Negra de la Cordillera Blanca.

Los desagües del decliye oriental pertenecen a tres diferentes sistemas de ríos. Una pequeña parte, en el Sud, está radialmente dirigida hacia la cuenca del Lago Titicaca. La segunda parte, igualmente de poca extensión, en el SE de la sierra, corre al principio hacia el N y se reune con el Madre de Dios (Madeira) que corre primeramente al NO y después hacia el NE hasta el Amazonas. Los demás desagües se juntan en las tres grandes arterias del Ucayali, Huayaga y Marañón de rumbo predominante hacia el NO y NNO y cuyos afluentes

menores tienen rumbos a menudo normales u oblicuos a ellos. Como estos tres grandes desagües no son de ninguna manera exactamente paralelos, en todas partes, al eje de la sierra, sino que forman, muchas veces, un ángulo agudo con él, o están, más raras veces, transversales a él, cortando así las cadenas transversal u oblicuamente, la sierra queda partida en un gran número de trozos de cadenas que conservan en general una dirección NO o NNO, pero que se hallan, uno con otro, más o menos en posición de «coulisses».

Dos principales nudos de sierra determinan el curso de los ríos:

a) el nudo de Vilcanota (M. 14/15), cuyos desagües son dirigidos en parte hacia la cuenca del lago Titicaca, en parte hacia el Atlántico, al Norte del cual se halla la cuenca imbrífera del río Apurímac; y

b) el nudo de Pasco (F. 9), en donde nacen afluentes de las tres grandes corrientes del Apurímac, Huayaga y Marañón y de cuya falda occidental corren las aguas hacia el Pacífico.

Los más de los ríos de la falda oriental de la divisoria principal, dejan reconocer claramente en el predominante rumbo NO o NNO el carácter de la Cordillera como sierra de pliegues de igual dirección. Así, en la parte meridional de la sierra, los ríos Apurímac, Urubamba, Paucartambo, Mantaro y varios otros más chicos, corren generalmente en dirección Noroeste; mientras que, en el Norte, el Marañón, y grandes trechos del río Huayaga, el Callejón de Huailas y otros de menor importancia, toman con preferencia el rumbo NNO, correspondiente a la dirección general divergente de la sierra.

El nudo de Pasco se forma aproximadamente entre la parte setentrional de la Cordillera con rumbo NNO y la parte meridional con rumbo NO; aquí se divide convenientemente la sierra en una mitad Norte y otra Sud.

Es verdad que el curso de la costa del Pacífico del Perú, desde Arica en el S (M. 17) hasta Chiclayo en el N (B/C. 5), es en término medio SE—NO, pero en detalle hay algunas particularidades. Desde Atico (J. 15) hasta al S de Paracas (F. 13) la costa es casi exactamente paralela al eje general de la sierra del

Sud, es decir NO, pero entre Atico y Arica (M. 17) predomina en cambio el rumbo ONO. En Arica mismo cambia este rumbo con un ángulo marcado en la dirección N—S, que continúa en el curso de la costa de Chile setentrional. Pero desde la desembocadura del río Chincha (F. 12) hasta Chiclayo en el N (C. 5) reina pronunciadamente el rumbo NNO. Cerca de Chiclayo existe otro ángulo marcado: la costa dobla hasta la Punta de Aguja (A. 4/5) hacia ONO, para tomar después, alrededor de la península de Amotape, la dirección S—N y al fin NE hasta la bahía de Guayaquil. En los detalles, el curso de la costa no corresponde pues exactamente a la estructura de la sierra.

En el relieve submarino reconócese claramente un paralelismo general con la sierra: en el Sud las isóbatas corren generalmente al NO más o menos hasta la latitud de Lima, pero más al Norte predomina el rumbo NNO. También en los dos grandes fosos submarinos, el de Arica en el S y el de Lima en el N, resalta algo esta diferencia. Algunos ríos de la falda occidental de la sierra parecen tener una continuación submarina marcada. Así se nota al Oeste de Mollendo (K. 15/16) una inflexión pronunciada de la isóbata 1000 m que parece corresponder a la prolongación del río Vitor. Pero especialmente notable es la curvatura profunda y ancha en la latitud de Lima (D/E. 11), que hay delante de las desembocaduras de los ríos Rimac, Chillón y Chancai y que llega más abajo de la de 3000 m. En el Norte, cerca de Chiclayo (B/C. 5), las desembocaduras de los ríos Saña, Eten y de la Leche están flanqueadas por dos inflexiones hondas de las isóbatas de 200 y 1000 m, separadas por las islas de Lobos de Afuera; y también el surco del valle del río Pariñas, en la región de Amotape (fig. 255, pag. 258), está claramente marcado por una inflexión de ellas hasta los 1000 m aproximadamente.

En la parte meridional de la costa pacífica, la isóbata de 1000 m no se aleja de la tierra casi en ninguna parte más de 50 km, de modo que allí el fondo del mar desciende rápidamente, en parte en 100 km hasta 500 0m, pero al Norte de la península de Paracas (F. 12) comienza a separarse más de la costa hasta llegar al S de Trujillo (B/C. 7) a 160 km; de este modo se interpone

en la costa entre Paracas y Punta Aguja (A. 4/5) una faja ancha de mar bajo que en su mayor parte tiene menos de 200 m de profundidad. La importancia de todos estos hechos solo podremos apreciarla más tarde.

II. Estratigrafía.

En la formación de la Cordillera y de las cuencas bajas del Perú toman parte rocas pertenecientes a diferentes épocas de la historia de la tierra y ninguna otra parte de la Cordillera de la América del Sur se la puede comparar en cuanto a su variedad. No solamente encontramos en ella sedimentos formados en el mar o en aguas dulces en casi todos los períodos grandes, sino que también la actividad volcánica se ha mostrado por medio de inyecciones o efusiones de grandes masas de rocas. Por esto una ojeada sobre el mapa geológico nos muestra un variado cuadro de los diferentes colores, entre los cuales los rojos y rojos pardos, empleados para representar las rocas eruptivas, no se quedan en extensión atrás, de los restantes que se emplean para los sedimentos. Solamente respecto a dos grandes épocas no podemos determinar con seguridad formaciones de rocas: de las épocas cámbricas y pérmicas, pues se encuentran todas las formaciones restantes, y todas representadas por sedimentos depositados en el mar, y las del carbónico, terciario y cuaternario y tal vez el cretácico superior también con sedimentos de aguas dulces. En contra de esta variedad en la composición de la Cordillera, presenta la región baja del Amazonas, fuera de los Andes, una sucesión de capas muy incompleta, principalmente las procedentes de las formaciones mesozóicas, con lo que resalta claramente el contraste entre el geosinclinal andino y el macizo brasileño. Sin embargo, esta diferencia queda más o menos allanada por la composición de la parte Sureste de la Cordillera cuya incompleta sucesión de formaciones no se aparta mucho del escudo brasileño. Dentro de la Cordillera la distribución de cada una de las formaciones y sus subdivisiones quedan determinadas por los recientes plegamientos de la sierra, los que causan más o menos una disposición en forma de fajas paralelas, siguiendo la dirección NNO — SSE hasta NO—SE de la sierra.

A. Fundamento estratocristalino (Precámbrico).

Literatura: Bergt 1914. Bowman 1916. Broggi 1913, 1920. Castelnau 1851. Deustua 1925. Douglas 1920, 1921. Dueñas 1904. Mc Laughlin 1925. Lissón 1900, 1924. Lucio 1905. Ochoa 1904. Raimondi 1897, 1902. Sievers 1914. Steinmann 1904, 1923. Vielmetter 1927. Werenfels 1927.

Las rocas más antiguas de la Cordillera, las que constituyen la base de los sedimentos fosilíferos posteriores, se diferencian de éstos, por la falta de fósiles y por su estado en general cristalino, lo que no sólo se refiere a las rocas eruptivas, sino también a los sedimentos. Se componen de eruptivas y sedimentarias, pero por motivo de la metamórfosis sufrida, en muchos casos es difícil averiguar su naturaleza primitiva; la edad de cada uno de sus componentes se puede apreciar solamente según la superposición, pero no según la presencia de fósiles. Por eso es muy difícil distinguir épocas bien determinadas, y hasta algunas veces es casi imposible. Si aquí este importante grupo de formaciones se incluye en la denominación precámbrica, hay que tener en cuenta que yacimientos cámbricos en el Perú hasta ahora no son conocidos, es decir que hay la posibilidad que «rocas precámbricas» puedan incluir en parte también el cámbrico; pero como los yacimientos cámbricos en las otras partes de la Cordillera (Bolivia y Argentina septentrional) en su constitución y en su propagación van unidas estrechamente a las otras rocas paleozóicas, especialmente a las del ordovícico (o silúrico inferior), resulta que esta posibilidad es poco probable.

Según lo que sabemos hasta ahora de las rocas precámbricas del Perú, pueden distinguirse dos grupos de diferentes edades:

a) el grupo de menor edad, en el que predominan los sedimentos en forma de filitas y cuarcitas con rocas eruptivas que lo denominaremos formación de filitas; y

b) el grupo de mayor edad, que comprende gneises, micacitas y granitos, y que llamaremos rocas arcaicas.

1. Rocas arcaicas.

Las rocas más importantes de esta clasificación son: el gneis, el granito y la micacita. De éstas el granito acusa sin duda un origen de magma ígneo. Como gneis se denomina en parte granitos

con estructura paralela y en parte sedimentos fuertemente metamorfoseados; mientras que la micacita es en su origen una roca completamente sedimentaria, que ha sufrido una metamórfosis de alto grado, pero que esencialmente ha conservado su composición química original. El granito y el gneis están muchas veces íntimamente unidos, de tal manera que es difícil separarlos regionalmente. Esto ocurre porque los granitos de elementos irregularmente distribuídos se transforman sin determinados límites en granitos de estructura paralela — los ortogneises —; o que por medio de inyecciones se han reunido íntimamente con sedimentos primitivos, de tal modo que éstos han adquirido también un estado altamente cristalino — los gneises mixtos — o por fin que grandes complexos de sedimentos puros, están muy metamorfoseados — los paragneises. Mientras que los gneises mixtos y paragneises, por sus vetas de aplita y pegmatita dejan ver en general la inyección de materiales graníticos, en las micacitas y filitas existen predominantemente filones cuarcíticos (que muchas veces contienen oro).

Por lo que hasta ahora se conoce, los granitos precámbricos pertenecen a la sección de los ricos en álcalis, en contraposición a los granitos más recientes con cal y álcalis (compárense p. 13, donde se han dado los análisis de ambos).

Se pueden distinguir dos variedades principales de granitos: los de color gris claro, en su mayoría de grano grueso y los de color rojo y de grano grueso o fino (este último es mas raro). Cerca de Balsas a orillas del Marañón (D. 5) el granito gris está atravesado por el rojo, y los dos contienen numerosas intrusiones de granito rojo de grano fino y de lamprófidos oscuros. Entre Carpapata y Palca en el valle de Chanchamayo (G. 10), el granito contiene numerosos filones de pórfido cuarcífero.

También el gneis se presenta diferentemente; los hay rojos y de grano grueso y grises en mayoría de grano fino y ricos en mica.

En cuanto a los sedimentos que se encuentran en la era arcaica, parecen éstos generalmente en su origen haber sido areniscas y arcillas, no habiendo llegado hasta hoy a nuestro conocimiento la existencia de rocas de carbonato de cal, las que bien podrían hallarse al estado de mármoles.

Sin embargo, todavía faltan investigaciones exactas sobre la composición de las rocas arcaicas y sus relaciones entre ellas mismas. Su propagación se discutirá junto con la formación filítica.

2. Formación filítica.

En su mayoría, se compone de filadios grises y verdes, a los cuales a menudo se reunen cuarcitas y de paso también pizarras micáceas. A estas hay que añadir rocas eruptivas. Encontrándose los filadios en la misma región con los gneises, están en general sobrepuestos y donde colindan con sedimentos del ordovícico, están bien separados de los últimos por su mayor estado cristalino y orden infrayaciente.

Las filitas o filadios tienen colores grises o verdosos, y en estado de descomposición amarillos pardos o pardos rojizos. Las variedades puramente filíticas contienen la mica solamente como finas hojitas y están siempre más o menos fuertemente plegados en detalle. Cuando las hojas de mica son más grandes, el cuarzo es más abundante; y cuando los estratos llegan a tener más bien la forma de bancos, estas rocas pasan a ser micacitas.

Cuarcitas de coloración gris, rojiza o verdosa hasta negruzca, se encuentran a menudo en compañía de los filadios, pero en grandes extensiones faltan totalmente.

También en esta sección no se conocen hasta ahora rocas de carbonato de cal sino exclusivamente sedimentos de naturaleza arcillosa o arenosa.

De las intercalaciones eruptivas de la formación filítica hay que hacer resaltar las siguientes:

a) serpentina, en su mayor parte de estructura distintamente esquistosa, formando como diques lenticulares hasta de 100 m de espesor. Se ha presentado entre Mito y Chinchopalca, 22 km al ONO de Huánuco (F. 8), unida con gabro de grano mediano y de poco espesor, pero además se encuentra a orilla izquierda del Marañón, al O de Conchucos (E. 7) (Sievers 1914).

b) diabasa, transformada en anfibolita. Se halla en las filitas del valle de Chinchao (F. 8) y en otros lugares en forma de intercalaciones de poco espesor. Esta roca de color verde

negruzco aparece generalmente compacta y rara vez presenta grandes cristales de horneblenda.

c) filitas cloríticas, señaladas por Ochoa (1904 — F. 8) al N. de Huánuco y por Bowman (1916) en la Cordillera de Vilcabamba, al N. de Abancay (K. 12). Probablemente, éstas son diabasas compactas transformadas en esquistos.

Todas estas rocas básicas y ultrabásicas forman en cierto modo una parte integrante de la formación filítica, y están inyectadas en los sedimentos arcillo-arenosos y plegados con ellos. En cambio algunos granitos y otras rocas de profundidad están inyectadas después del plegamiento. De esta manera las pizarras oscuras fuertemente plegadas y las cuarcitas de los Cerros de la Brea, de la Silla de Paita y del Cerro Illescas (A. 3/5) están penetradas por filones de granito, desde lejos visibles (Deustua 1925). La gran región de las filitas al Norte de Huánuco (E. 8), contiene numerosas vetas de cuarzo aurífero (Broggi (1920). Todavía es difícil predecir si las hay, y que partes de la extensa región de las pizarras con vetas de cuarzo aurífero en la parte SE de la Cordillera (Sandia — N. 13), pertenecen a la formación filítica o al ordovícico. También queda incierta la edad de las pizarras en la cuales se encuentran, según Douglas (1920), en el Valle de Sangabán (M. 12) río arriba de Ollachea, las únicas rocas de profundidad hasta ahora conocidas del carácter de las sienitas nefeliníticas (lam. I).

No se puede comprobar, ni tampoco es probable llegar a afirmar, si la formación filítica corresponda al grupo de las rocas que en otros paises se incluyen en el algónquico. En todo caso, esta formación representa en oposición a las rocas arcaicas del Perú un grupo más reciente, que tal vez esté separado de ellas por plegamientos anteriores y una denudación de mucha duración.

Las rocas de edad precámbrica forman la base de todas las rocas más recientes de la Cordillera, pero como en su mayoría están cubiertas por estas últimas, solo se presentan en la superficie como fajas longitudinales sueltas y bien levantadas, cuyas cubiertas más recientes fueron barridas.

Se distinguen las siguientes zonas:

a) La faja costanera del Pacífico.

La faja costanera de la parte meridional del Perú desde el río Sama (M. 16) hasta la península de Paracas (F. 12), está formada en su mayor parte por rocas de la base estratocristalina. Especialmente en la parte del Sur, entre los ríos Sama (M. 16) y Atico, (J. 15) falta a menudo un recubrimiento más reciente, predominando granitos rojos, sienitas y dioritas y además ortogneises rojizos junto con pizarras micáceas, filitas y cuarcitas, estas últimas muchas veces con inyecciones de granito. Estas rocas forman a menudo declives muy pronunciados hacia el mar y alcanzan hasta una extensión de 40 km en dirección al interior donde generalmente desaparecen bajo los sedimentos de la formación terciaria de Moquehua. En este trecho se puede hablar de una serranía de la costa formada por un continente antiguo y limitada hacia el E, pero de manera poco pronunciada. Entre el río Atico y la península Paracas (F. 12) están a menudo cubiertas por depósitos mesozoicos, terciarios y cuaternarios y forman solamente de vez en cuando declives abruptos hacia el mar. En la región de los ríos Chala y Cháparra (H. 14) aparecen, según STAPPENBECK, granitos gnéisicos y gneises en extensiones pequeñas todavía a una distancia de m. o. m. 80 km de la costa y altura de 3500 m sobre el nivel del mar, en medio de andesitas terciarias. A estas zonas pertenecen, según RAIMONDI (1897) las Islas de la Vieja (F. 13) compuestas de granito y gneis, y las Islas Chincha, frente a Pisco (F. 12), de granito y pegmatita. Correspondiendo al retroceso de la costa entre la península Paracas y la de Amotape en el N (A/B. 2/5) se presentan en este trecho tales rocas sólo en muy pocos puntos aislados, así en la Isla de Lobos (E. 11) y en las Islas Huañape (C. 7), como anfibolitas; en la desembocadura del río Chicama (C. 6), como granitos, pizarras y cuarcitas; cerca de Pacasmayo (C. 6) como pizarras abigarradas y cuarcitas, atravesadas por vetas cuarcíferas; y en las Islas Lobos de Afuera (B. 6) y Lobos de Tierra (B. 5) como cuarcitas y granito.

Sólo al llegar a la península de Amotape vuelven a aparecer reunidos mayores complejos, como en el Cerro Illescas (A. 4/5) y en la Sierra de Silla de Paita (A/B. 4), en donde pizarras y cuarcitas fuertemente plegadas están atravesadas por granito y

veteadas por sus rocas filonianas, y también en los Cerros de Amotape (A/B. 3) y su continuación al NE hasta la región de Tumbes (B. 2), que en su mayoría se componen de granito.

Los Cerros de Illescas se componen en su parte SO según WERENFELS (1927) de ortogneises y granitos. Los gneises fuertemente inclinados están atravesados por filones andesíticos, que se pueden seguir hasta una extensión de 20 km y que se encuentran aún más allá en las zonas limítrofes de las pizarras. Las pizarras de la parte NE son micacitas negras, pizarras cloríticas, pizarras cuarcíticas y cuarcitas micáceas con rumbo NNO. Numerosos filones de cuarzo atraviesan el gneis y las pizarras en dirección casi meridional.

El conjunto de estas rocas puede considerarse como de edad precámbrica.

Por el momento es todavía dudoso si todas estas pizarras y cuarcitas corresponden en los casos mencionados verdaderamente a las partes estratocristalinas o si en parte pertenecen a la edad paleozoica. Así por ejemplo las pizarras débilmente filíticas de la Punta de Paita (A. 4) contienen impresiones de plantas fósiles aunque en estado no reconocible y por lo tanto probablemente pertenecen al carbónico que también se presenta cerca de Paracas, en estado fuertemente plegado y aplastado y con restos de plantas fácilmente reconocibles.

En la región de la Cordillera Negra señala SIEVERS en la ruta Casma-Huarás (D/E. 8) a unos 40 a 50 km de la costa y cerca de Pariacoto, pizarras arcillosas grisverdosas cerca de Upash, y también filitas sericíticas que probablemente pertenecen a la base estratocristalina. A parte de estos casos y de aquellos en la región de los ríos Cháparra y Chala, parece que el cristalino fundamental, falta en posiciones altas en las faldas occidentales de la Cordillera, pues está aquí enterrado bajo rocas eruptivas y sedimentos más modernos; pero en

b) la falda oriental de la Cordillera Occidental

se encuentran filitas en las alturas de las montañas de los alrededores del Cerro de Pasco (F.9), y los valles del Huayaga y Marañón (fig. 36; fig. 37, p. 43), los cuales están situados al N

de dichos cerros, son bastante profundos y ponen al descubierto tanto granito, pórfidos cuarcíferos, pegmatitas aplíticas como también pizarras micáceas verdosas y grises y filitas, resultando que los granitos son a menudo más recientes que ellas, pues éstos introducen en ellas filones aplíticos y cuarcíferos.

Las filitas y las cuarcitas de la región del Cerro de Pasco las ha señalado Mc LAUGHLIN como «Excelsior Series» (fig. 226, p. 183).

c) Cordilleras Orientales.

Aquí deben alcanzar su mayor extensión las rocas de la base estratocristalina. El profundo corte del valle del Marañón y sus afluentes orientales, ponen al descubierto tanto gneises y granitos como también micacitas y filitas. Entre el Marañón y el Huayaga se forman ,según LUCIO y SIEVERS, grandes complejos unidos, que abarcan casi toda la región al N y NE de Huánuco hasta cerca del Huayaga (F. 8). Aquí están cruzados por una infinidad de filones de cuarzo aurífero. En cuanto a su continuación en dirección SE hasta la cuenca del río Madre de Dios, se sabe poco de esos complejos; en cambio en las cuencas de los ríos de Palca, Inambari, Asángaro y especialmente en la región de Sandia (N. 13), son conocidos por su contenido de oro, pero parece que aquí éstos están separados muy inciertamente de las pizarras ordovícicas más recientes. Los filones de cuarzo aparecen en parte en las pizarras fuertemente plegadas como vetas interestratificadas y en parte las atraviesan en diferentes direcciones. Tal vez su aparición de debe relacionar con la existencia de granitos antiguos. También en la cuenca imbrífera del río Apurímac (K/L. 13) parece que estas rocas precámbricas están muy extendidas. De todos modos, predomina todavía una gran inseguridad sobre la edad de los granitos de estas regiones y que muy a menudo se presentan aquí en grandes complejos, pues también las pizarras ordovícicas están atravesadas por filones de cuarzo aurífero que indican intrusiones graníticas del primitivo paleozoico.

Los granitos y otras rocas de profundidad que se encuentran muy extendidas en los gneises ,pizarras micáceas y filitas de la formación estratocristalina, seguramente deben de tener en parte una edad

precámbrica o por lo menos presilúrica. En todo caso, son más recientes que las pizarras cristalinas por las cuales están envueltas y a las que envían muchos apófisis.

Estos granitos antiguos se diferencian de los granitos terciarios de los Andes por varios caracteres: al lado de colores grises blancuzcos se presentan a menudo clases derivadas de coloraciones rojizas o verduzcas, mientras que estos colores parecen que faltan en los «granitos de los Andes», o por lo menos son muy raros. Cerca de Balsas, sobre el Marañón (D. 5), un granito rojo y de grano fino penetra en otro más antiguo y claro, y con esto se da a conocer como una intrusión posterior y por eso más reciente. Los colores verdosos que a menudo tienen los antiguos granitos están evidentemente en relación con los diferentes plegamientos y presiones que en las eras paleozoicas, mesozoicas y terciarias han influido sobre ellos y que han transformado la biotita o la hornblenda en clorita.

A las mismas causas hay que atribuir a menudo los aplastamientos observados en el granito, que se pueden reconocer por la presentación de espejos con revestimientos cloríticos, y microscópicamente por la alteración cataclástica de los minerales.

Como Douglas ya hizo resaltar primeramente en 1914, 1920 y 1921, los granitos antiguos pertenecen al tipo de las rocas ricas en álcalis y contienen principalmente feldespatos alcalinos, mientras que las rocas terciarias de los Andes tienen el caracter de rocas calco-alcalinas.

Los siguientes análisis pueden servir para ver bien la diferencia entre los antiguos granitos premesozoicos y las granodioritas terciarias (o andinas):

	I	II	III
SiO_2	69,60	68,20	53,99
$Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO$	19,40	19,79	28,15
CaO	0,74	4,80	7,75
MgO	—	1,34	3,68
Na2O	8,54	2,36	2,21
K2O		2,48	1,17

I. Granito premesozoico entre S. Rafael y Ambo al NE del Cerro de Pasco. Análisis: Dr. H. G. Steinmann.

II. Granito terciario de Huarás, Cordillera Blanca. Análisis: Dr. A. Brauns y Dr. E. Frerichs.

III. Segregación básica en la diorita terciaria de S. Cristóbal cerca de Lima. Análisis: H. H. Bunting y C. Jiménez Correa. Promedio de dos análisis.

El carácter alcalino de las antiguas rocas intrusivas queda suficientemente determinado por la presencia de rocas del grupo de las sienitas con nefelina, que según Douglas (1920, 49) se presentan en el valle superior de Sangabán, río arriba de Ollachea (M. 13), y que pertenecen a la base estratocristalina o al paleozoico más antiguo. La estructura gnéisica de la sienita a eleolita con estructura porfídica y de grano grueso, señala presiones fuertes, mientras que las rocas de nefelina no porfídicas y algo más recientes no presentan ninguna señal de acciones dinámicas. Hasta hoy se conocen tales rocas de nefelina en la Cordillera fuera de un sitio de la Bolivia oriental, en una chimenea de diabasa cerca de Mollecasa (Ollacasa) al SSE de Sucre (A. Aldag, Petrographische Untersuchung bolivianischer Andesit- und Diabasgesteine samt ihren Einschlüssen, Bonn 1913, 77), mientras que en el Brasil esta clase de rocas tiene una extensión grande.

En cualquiera parte del Perú que encontremos las pizarras antiguas cristalinas, están fuertemente plegadas y al parecer mucho más fuertemente que cualquiera otra roca más reciente. De esto se puede deducir con razón, que por todas partes han estado sometidas a un fuerte plegamiento antes de que los sedimentos paleozoicos se hubiesen depositado sobre ellas, y también por esto hay entre ambos una discordancia tectónica. La exactitud de esto se puede comprobar de la mejor manera en el pérfil del valle del río Chaupihuaranca, donde las filitas del fundamento estratocristalino (p) aparecen dos veces en anticlinales bajo los sedimentos del silúrico inferior (fig. 1, p. 15).

B. Formación silúrica.

Literatura: Balta 1897, 1897d, 1898, 1898a, Douglas 1920. Forbes 1861. Lissón 1924. Newton 1901. Ochoa 1904. d'Orbigny 1842. Steinmann u. Hoek 1912.

La formación silúrica empieza dentro de la Cordillera de la América del Sur, en la Argentina septentrional (Salta, Jujuy), y

alcanza en Bolivia, especialmente en la parte oriental de la Cordillera una extensión y anchura muy importantes. Toma parte en la composición de la Cordillera al E del lago Titicaca en gran escala, y se la ha seguido hasta en el Caupolicán. Desde Bolivia penetra en territorio peruano y se extiende especialmente en las cadenas del SE de la Cordillera del Perú que son desaguadas por los afluentes del río Madre de Dios, del río Urubamba y del río Mantaro. Al N del Cerro de Pasco no se la conoce sino en una faja estrecha entre este sitio y Huánuco (F. 9); pero en el Brasil se encuentra principalmente en los distritos al Norte del bajo Amazonas.

Las rocas de esta formación son casi excepcionalmente pizarras arcillosas, areniscas y cuarcitas, con ausencia casi completa de rocas calcáreas.

La formación silúrica en sentido amplio, se divide en una:

sección superior, silúrico superior, o bien en sentido estrecho, silúrico; y una

sección inferior, silúrico inferior u ordovícico.

En la América del Sur se encuentra representada casi únicamente la sección inferior; pero en la región del Amazonas y tal vez en la Argentina y en Bolivia, se conoce también el silúrico superior genuino.

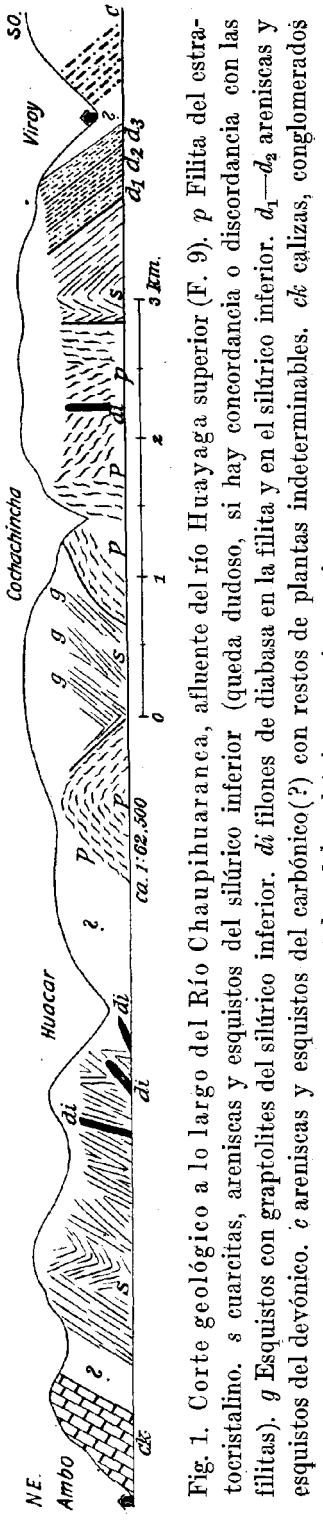


Fig. 1. Corte geológico a lo largo del Río Chaupihuaranca, afluente del río Huayaga superior (F. 9). *p* Filita del estratocristalino. *s* cuarcitas, areniscas y esquistos del silúrico inferior (queda dudoso, si hay concordancia o discordancia con las filitas). *g* Esquistos con graptolites del silúrico inferior. *di* filones de diabasa en la filita y en el silúrico inferior. d_1—d_2 areniscas y esquistos del devónico. *c* areniscas y esquistos del carbónico(?) con restos de plantas indeterminables. *ck* calizas, conglomerados y tobas del carbónico superior marino.

El Ordovícico (o silúrico inferior) se divide en los siguientes pisos (de arriba hacia abajo):

El piso de Caradoc (o Bala),
„ „ „ Llandeilo, incluso Llanvirn,
„ „ „ Arenig,
„ „ „ Tremadoc.

Las rocas silúricas de la Cordillera del Perú alcanzan un espesor de algunos miles de metros, pero en general son muy pobres en fósiles, principalmente las areniscas y las cuarcitas. En cambio las pizarras arcillosas contienen en algunos sitios tan abundantes graptolites que su edad puede determinarse m. o m. exactamente.

Especialmente son muy importantes las regiones de Sandia y Carabaya, que están desaguadas por el río Inambari (M/N.12). El silúrico inferior reposa aquí sobre rocas precámbricas o bien está en contacto con granitos o dioritas de edad más reciente. A la intrusión de estos granitos hay que atribuir los numerosos filones de cuarzo aurífero de esta comarca de los cuales procede también el oro aluvial de esta región. Los filones de cuarzo penetran los sedimentos fuertemente plegados en vetas oblicuas o mas bien en apariencia predominantemente en vetas interestratificadas. En algunas partes se encuentran aquí muy a menudo graptolites como especialmente el gran *Diplograptus* cf. *truncatus* Lapw. — fig. 2. Según Newton, este fósil prueba la edad neoordovícica (Piso de Caradoc) de las correspondientes capas. Según Balta se encuentran también allí los bilobites característicos de las areniscas con bilobites de Bolivia de m. o m. la misma edad (*Cruziana furcifera* d'Orb. = *C. Carranzae* Balta). La *Lingula attenuata* Sow. (fig. 3) se encuentra también aquí lo mismo que en el N (p. 18).

Entre Yinquipata sobre el río Sangabán y Puerto Seddon sobre el río Inambari (M. 12) Douglas encontró una fauna de graptolites en pizarras arcillosas negras y desmenuzables con filones de cuarzo aurífero, que se componen de *Loganograptus Logani* Hall, *Goniograptus* sp., *Didymograptus bifidus* Hall var. *D. stabilis* Ell. y Woods, *Phyllograptus angustifolius* Hall, *Glossograptus acanthus* Ell. y Wood, *Crytograptus tricornis* Hall var., *Amplexograptus confertus* Lapw., *A. coelatus* Lapw. Según Lapworth esta fauna representa el piso inferior del Llandeilo (= Llanvirn). Asi

también pertenecen a este horizonte los graptolites encontrados por EVANS en el Caupolicán.

En el dominio del curso superior de los ríos Urubamba y Paucartambo (K/L. 12), BOWMANN (1916, 236) encontró el silúrico inferior en forma de pizarras, areniscas, cuarcitas y calizas de gran espesor, aunque sin fósiles. Las pizarras forman en general los yacimientos inferiores; areniscas, conglomerados y cuarcitas, en parte con estratificación cruzada, constituyen juntas las partes superiores; y las calizas forman el techo, habiéndose encontrado estas últimas solamente en las faldas orientales de la sierra. El carbónico yace sobre ellas unas veces en concordancia y otras en discordancia.

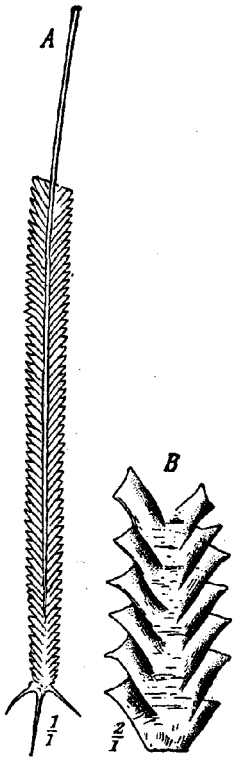


Fig. 2.
Diplograptus (*Orthograptus*) cf. *truncatus* LAPW. Piso superior del silúrico inferior (Piso de Caradoc). Huaina Tacuma, Santo Domingo, Carabaya.

Probablemente, el silúrico inferior tiene una extensión muy grande en la parte E de la Cordillera, pues las rocas que lo caracterizan se mencionan en diferentes sitios de la parte central del valle Urubamba y en la región baja y central del río Mantaro. Cerca de Tarma (G.10) (STEINMANN 1904, 25), todavía se presentan en los alrededores de la ciudad pizarras y cuarcitas rojizas que seguramente pertenecen también al silúrico inferior.

El punto más septentrional donde aparece el silúrico en la Cordillera del Perú, se encuentra entre el Cerro de Pasco y Huánuco, donde el valle de Chaupihuaranca ofrece un corte completo desde el precámbrico hasta el carbónico (fig. 1 p. 15). Aquí, en el techo de las filitas verduzcas (p), dominan cuarcitas gris-verduzcas (rara vez rojizas), areniscas micáceas de grano fino, pizarras micáceas del mismo color y pizarras finas de color ceniza claro con graptolites (g) que por motivo de fuertes plegamientos se repiten a menudo. A través de estas rocas cruzan vetas de diabasa (d). A intervalos se encuentran graptolites en gran número, especialmente en la

región de Cochachinche. Las siguientes variedades han sido encontradas y determinadas por mí y revisadas por el Sr. RUEDEMANN:

Didymograptus sagitticaulis GURLEY (= *D. sagittarius* HALL), fig. 3, cuyas grandes tecas están situadas perpendicularmente al palo central.

Didymograptus serratulus HALL., fig. 4, con tecas finas situadas oblícuamente.

Climacograptus tubuliferus LAPW., fig. 5; ramos grandes y largos con tecas oblicuas y *C. Ruedemanni* STEINM., fig. 6, una variedad delicada, que se diferencia de *C. pusillus* RUED. por su forma más delicada y un mayor número de tecas.

Diplograptus cf. *foliaceus* MURCH., fig. 7, se aproxima por sus tecas más juntas al *D. multidens* ELL. y WODD. y

Glossograptus ciliatus EMM., fig. 8, que se reconoce por sus tecas espinosas.

Además de éstos, se presentan y no raras veces, formas ramificadas que pertenecen a los *Dendroidea.* Estas son, sin embargo, más difíciles de reconocer en sus signos característicos, y no parecen concordar exactamente con variedades conocidas; representan especies nuevas: *Dictyonema* sp. — fig. 9, *Desmograptus* o *Dictyonema* — fig. 10, *Ptilograptus* sp. — fig. 11, *Mastigiograptus* sp. — fig. 12.

De los demás fósiles, se ha encontrado solamente un pequeño braquiópodo de valva delgada que es posible que sea idéntico al *Lingula attenuata* Sow. (fig. 13).

Según RUEDEMANN, las dos especies de *Didymograptus* y *Glossograptus ciliatus*, indican una contemporaneidad con la fauna de Normanskil del Estado de New York; sin embargo, queda incierto si hay que incluirlos en en el piso más bajo del Llandeilo o en el piso más alto de Caradoc.

LISSÓN (1924, 18) menciona todavía como procedente de esta región *Monograptus* (más bien *Didymograptus*) y *Phyllograptus* que se adapta admirablemente al resto de la fauna y se presenta también en los terrenos del río Inambari (p. 16).

Tal vez las rocas del silúrico inferior poseen en el Perú todavía una mayor extensión de la que hasta ahora parece. Pizarras ar-

Fig. 3.

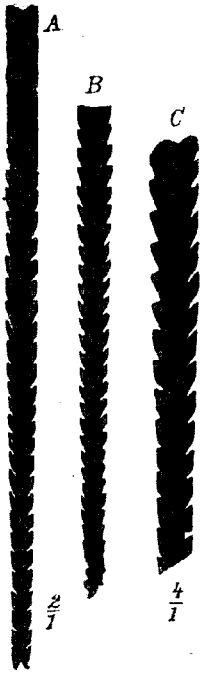


Fig. 5.

Fig. 4.

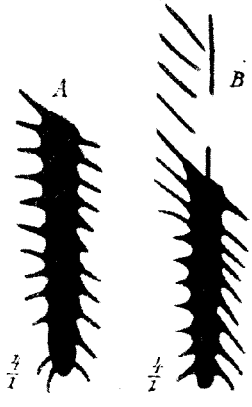


Fig. 8.

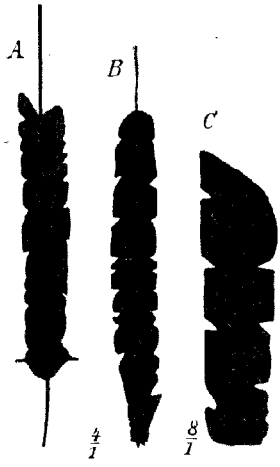


Fig. 6.

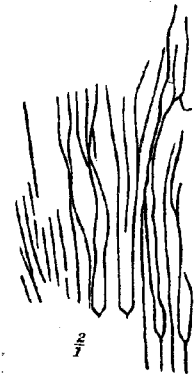


Fig. 10.

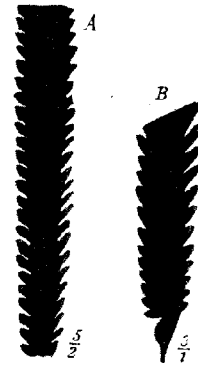


Fig. 7.

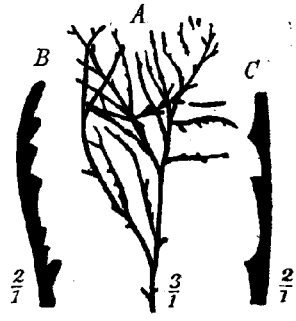


Fig. 11.

Fig. 9.

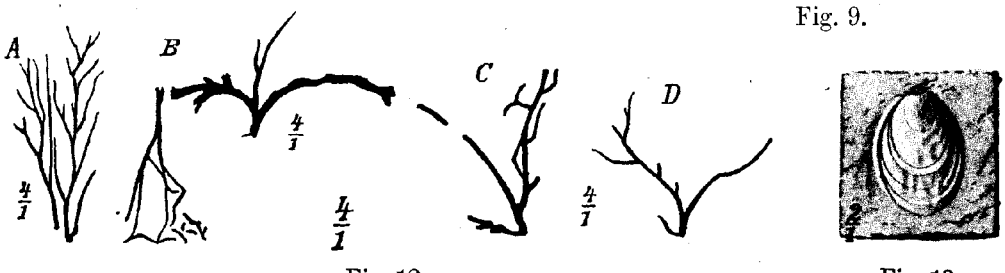


Fig. 12.

Fig. 13.

Fig. 3—13. Fósiles de los esquistos con graptolites del ordovícico superior de Cochachinche, en el valle de Chaupihuaranca, entre el Cerro de Pasco y Huánuco.
Fig. 3 *Didymograptus sagitticaulis* Gurley. Fig. 4 *Didymograptus serratulus* Hall. Fig. 5 *Climacograptus tubuliferus* Lapw. Fig. 6 *Climacograptus Ruedemanni* Steinm. Fig. 7 *Diplograptus* cf. *foliaceus* Murch. Fig. 8 *Glossograptus ciliatus* Emm. Fig. 9 *Dictyonema* sp. Fig. 10 *Desmograptus* oder *Dictyonema* sp. Fig. 11 *Ptilograptus* sp. Fig. 12 *Mastigograptus* sp. Fig. 13 *Lingula* cf. *attenuata* Sow.

cillosas filíticas y cuarcitas, a menudo cruzadas por granitos, alcanzan una extensión bastante considerable en la falda occidental de la Cordillera, y especialmente en la faja que colinda directamente con el Pacífico. No son desemejantes a las rocas que son con certeza del silúrico inferior y que se encuentran en la parte oriental de la Cordillera, y podrían tener la misma edad, pero hasta hoy no se ha encontrado ningún fósil en ellas. Lo mismo pasa con las pizarras que están muy extendidas al N y NE de Huánuco y que podrían pertenecer en parte a esta formación.

C. Formación devónica.

Literatura: Douglas 1920. Forbes 1861. Knod 1908. Kozlowski 1923. Lissón 1924. Maldonado 1918. d'Orbigny 1842. Ulrich 1891.

La formación devónica se extiende desde la Argentina setentrional, pasando por la mayor parte de Bolivia, hasta las regiones bajas de Chiquitos, Paraguay y Paraná hacia el naciente, y en gran extensión por el Brasil hasta el lado setentrional del Amazonas. En la región del lago Titicaca, pasa al territorio peruano; y ha sido constatada en la prolongación noroccidental de esta depresión con mayor propagación, hasta más allá de Sicuaní (M. 13/14). Como hallazgo muy aislado y muy distante de esta zona continua, hay que mencionar el de Viroi en el valle del río Chaupihuaranca, al sud de Huánuco (F. 9). El espesor alcanza en la región del lago Titicaca y en las regiones limítrofes de Bolivia más al Sud, probablemente 1000 metros, pero no hay observaciones exactas al respecto.

Los sedimentos del devónico se distinguen de los del silúrico inferior, sobre los que descansan en concordancia o bien al parecer en discordancia, por su calidad generalmente más blanda. Las areniscas son las más de las veces porosas y micáceas de color gris, amarillento o rojizo y a menudo arcillosas; las cuarcitas son menos frecuentes y las rocas arcillosas, muchas veces arenosas, están generalmente poco endurecidas. Contienen a menudo concreciones duras, silíceas o también calcáreo-ferruginosas, encerrando fósiles; también tienen concreciones de limonita. Las calizas impuras, generalmente arenosas, y oscuras, tienen sólo localmente una escasa importancia.

La mayor parte de lo que se ha llamado en Bolivia el devónico, pertenece con certeza al devónico inferior y corresponde al piso inferior de Helderberg y al piso de Oriskany de Norte-América. En Bolivia puede distinguirse (desde arriba hacia abajo):

Arenisca superior o de Huamampampa Pizarras con conularias Arenisca inferior o con *Scaphiocoelia*	Piso de Icla

Como horizonte separado, considera CLARKE las areniscas, cuarcitas y pizarras arenosas con *Clarkeia antisiensis* D'ORB. que contienen graptolites y otros fósiles del silúrico superior y que por esta razón deben de ser colocadas probablemente en el silúrico superior. Parecen pasar al territorio peruano, pues BALTA cita también de Carabaya *Clarkeia antisiensis.*

Según KOZLOWSKI (1923), pertenece al devónico medio (piso de Sicasica) una parte del llamado devónico del altiplano interandino de Bolivia, el cual está formado por esquistos oscuros arenosos generalmente micáceos, con capas intercaladas de areniscas y cuarcitas. El fósil característico de este piso es *Homalonotus Dekayi.* En territorio peruano, estos sedimentos afloran en la península de Copacabana y en la isla Coati en el lago Titicaca (N/O. 15).

En las Cordilleras de La Paz y de Quimsa Cruz existe un potente sistema de pizarras arcillosas grises o negras con cuarcitas intercaladas, que contienen fósiles parecidos a los del piso de Icla. Quizá pertenecen al devónico más inferior, pero probablemente no significan más que una facies predominantemente arcillosa del piso de Icla. Es de suponer que continúen en territorio peruano.

La escasa extensión del devónico en el Perú, se explica por la denudación enorme que ha sufrido esta región después de la deposición de los sedimentos del devónico inferior, pues la existencia aislada de areniscas y pizarras devónicas normales al Sud de Huánuco, muy distante de los afloramientos más próximos al Norte del lago Titicaca, comprueba que el mar del devónico inferior cubrió originariamente y con probabilidad una gran parte de la Cordillera peruana. También el hecho de que las capas del carbónico de la Cordillera del Perú reposen sobre rocas precámbricas, generalmente

sin silúrico ni devónico (véanse fig. 36, p. 42; fig. 37, p. 43), parece indicar que después de depositarse los sedimentos devónicos inferiores, ha tenido lugar una denudación en grande escala.

Cerca de Tayataya en el departamento de Puno, el devónico se compone según DOUGLAS (1920) de areniscas gris-verdosas y pizarras oscuras ferruginosas. Forman la base, capas con segmentos de tallo de crinoideos y con briozoos. Las pizarras que siguen hacia arriba, contienen numerosos braquiópodos y las capas superiores encierran además *Conularia* y trilobites aislados. Esta serie de capas corresponde, por lo menos, a la parte media del piso de Icla; pero también al parecer a la parte inferior, pues se encontró allí *Scaphiocoelia boliviensis.*

En Lucmapuquio, arriba de Viroi, en el valle de Chaupihuaranca, al Sud de Huánuco, encontré sobre el silúrico areniscas con muchos artículos de crinoideos, braquiópodos y lamelibranquios, después pizarras con concreciones ferruginosas sin fósiles y más arriba, otra vez, areniscas. El paquete suprayacente está formado por areniscas y pizarras quebradizas gris verdosas con restos mal reconocibles de plantas, que probablemente pertenecen al carbónico (véase fig. 1, p. 15). LISSÓN halló allí el fósil característico del devónico *Spirifer antarcticus* (fig. 15, p. 23). Por regla general en el devónico los fósiles suelen ser abundantes siendo los más frecuentes entre los constatados en el Perú, braquiópodos de diferentes géneros, como:

Scaphiocoelia boliviensis WHITF. (fig. 14), notable por su tamaño y que parece estar limitado a las capas más inferiores. El pico de la valva inferior se encorva fuertemente sobre la superior.

Spirifer antarcticus MORR. & SHARPE (fig. 15) de valva grande y ancha, con costillas fuertes y seno ancho en la valva mayor. Muy común.

Spirifer planoconvexus KNOD. (fig. 16), especie más pequeña con pocas costillas y sin seno bien visible.

Clarkeia antisiensis D'ORB. sp. (fig. 17) que se halla en los horizontes limítrofes del silúrico y devónico — que tal vez no son más que del silúrico superior — casi sola, pero muy abundante. Es fácilmente reconocible por su forma parecida a una nuez y por las costillas partidas.

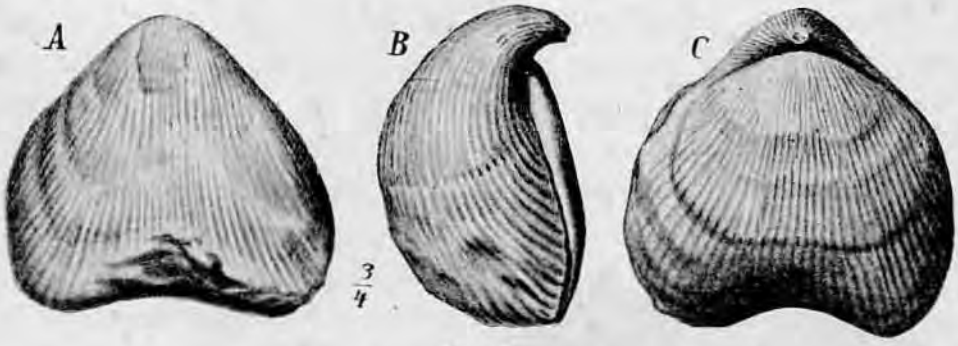


Fig. 14.
Scaphiocoelia boliviensis WHITF.
Infradevónico inferior. Icla, al E de Sucre, Bolivia oriental. *A* valva inferior. *B* de lado. *C* valva superior. (según KNOD).

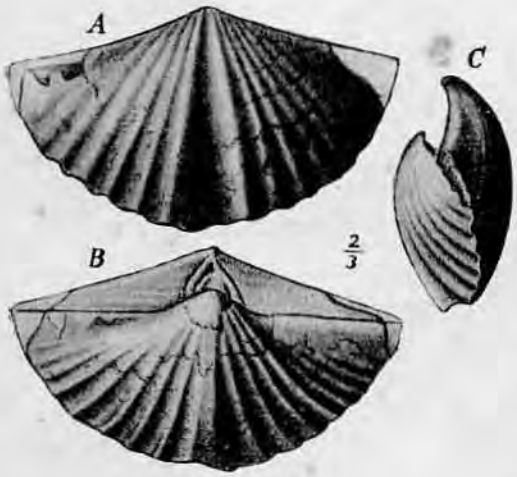


Fig. 15.

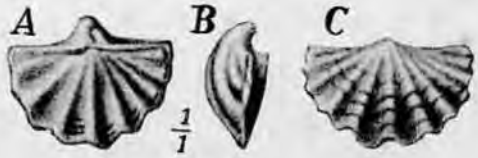


Fig. 16.

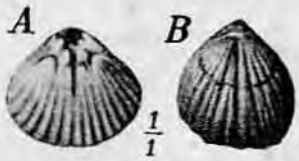


Fig. 17.

Fig. 15.
Spirifer antarcticus MORR. et SHARPE.
Devónico inferior: Estratos con *Conularia*. Huamampampa, al Este de Sucre, Bolivia. *A* valva inferior. *B* superior. *C* de lado. (según ULRICH.)

Fig. 16.
Spirifer planoconvexus KNOD.
Devónico inferior: Estratos con *Conularia*. Icla, al Este de Sucre, Bolivia. *A* valva superior. *B* de lado. *C* valva inferior. (según KNOD).

Fig. 17.
Clarkeia (*Liorhynchus*) *antisiensis* D'ORB. sp.
¿ Silúrico superior? ¿Devónico inferior? Tarabuco, al Este de Sucre, Bolivia.
A Molde interior: valva superior. *B* Concha: valva superior.
(según KNOD y KOZLOWSKI.)

Leptocoelia flabellites Conrad. (fig. 18) que es uno de los fósiles más comunes del devónico inferior, no solamente en Bolivia y el Perú, sino también en Norte-América y en Sud-y Central-Africa. Su valva plana con vértice estirado está cubierta por costillas de filo fuerte. También los moldes internos (A) son fácilmente reconocibles por su forma y por sus costillas.

Fig. 18.
Leptocoelia flabellites Conr.
Devónico inferior. Pizarras de Icla. Chahuarani al este de Sucre, Bolivia. *A* Molde interior; valva superior. *B* Concha; valva inferior. *C* margen frontal. (según Ulrich.)

Tropidoleptus carinatus Conrad (fig. 19) con valva ancha casi rectangular y abundantes costillas, no es muy frecuente; pero es en cambio muy importante, porque se encuentra en las mismas capas en el Brasil, Norte América, Europa y Sud-Africa.

Vitulina pustulosa Hall. (fig. 20), semejante a la especie anterior, pero se distingue de ella por su menor tamaño y costillas más gruesas. Tiene una propagación tan vasta como aquella, y es por eso uno de los fósiles característicos más importantes del devónico inferior.

Conularia (fig. 21) con valvas conoides, de contornos cuadrilaterales cuadrados o rómbicos en el corte. Cubren su valva rayas finas en forma de arco. La *Conularia Ulrichi* Clarke (= *C. acuta*) estrecha, tallada, y la ancha, *C. quichua* Ulr., se encuentran no sólo en Sud-América, sino también en Sud-Africa. Generalmente se hallan en mayor número en las concreciones de las pizarras.

Entre los *trilobites* numerosos y variados del devónico inferior, mencionaremos aquí, sólo a un representante encontrado también en territorio peruano:

Acaste convexa Ulr. (fig. 22).

Lissón ha publicado (1924) una lista de todos los fósiles hallados hasta ahora en el Perú. Una revisión de la fauna boliviana, que incluye también casi todos los fósiles peruanos, hace Kozlowski (1923).

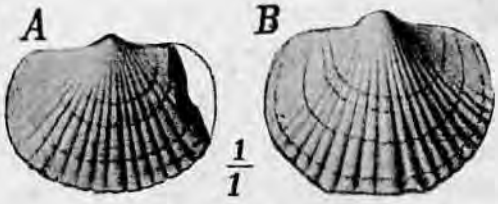


Fig. 19. *Tropidoleptus carinatus* Conr.
Devónico inferior. Sicasica, Bolivia.
A Ejemplar incompleto: valva inferior.
B Ejemplar completo de Norte-America.
(según Hall.)

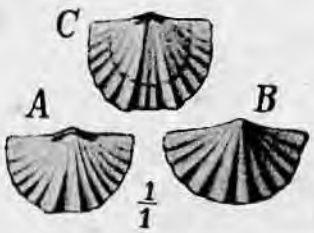


Fig. 20.
Vitulina pustulosa Hall.
Devónico inferior. Tarabuco, al E de Sucre, Bolivia.
A Molde interior: valva superior. *B* Concha: valva inferior. *C* Molde interior: valva inferior. (según Ulrich.)

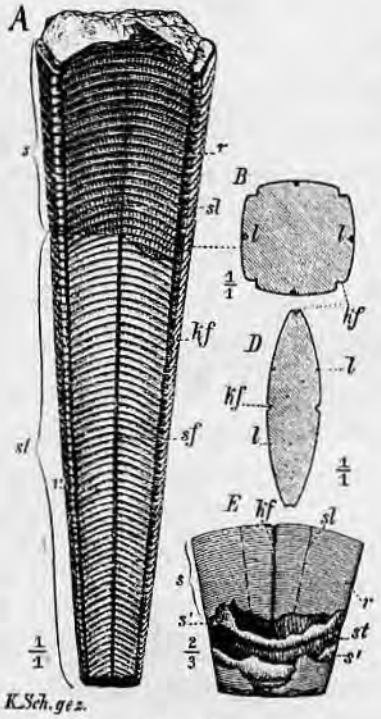


Fig. 21.
Conularia. A, B, *Ulrichi* Clarke (= *acuta* F. Roe).
Devónico inferior. Chahuarani, al E de Sucre, Bolivia. *A* Concha de lado: arriba con concha (*s*), abajo molde interior (*st*). *B* Corte transversal de la concha. *D*, *E* *C. Quichua* Ulr. de la misma procedencia. *E* Concha de lado: abierta abajo. *D* Corte transversal.

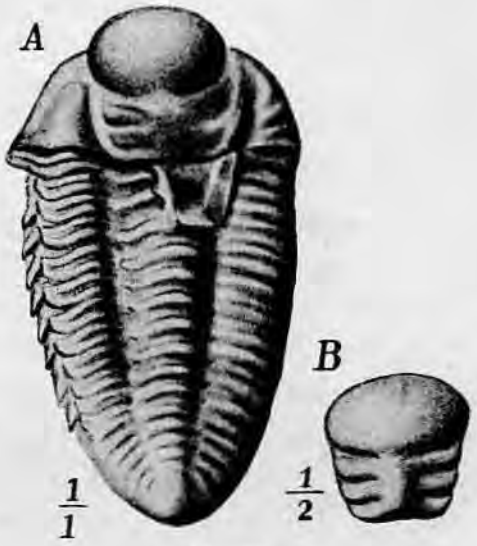


Fig. 22.
Acaste (*Cryphaeus*) *convexa* Ulr. sp.
Devónico inferior. Estratos con *Conularia*. Chahuarani. Bolivia oriental. *A* Molde interior de la coraza entera (según Knod). *B* Glabela, tamaño reducido (según Ulrich).

D. Formación carbónica.

Literatura: Balta 1899. Berry 1922, 1922a. Bowman 1916. Derby 1876. Douglas 1920, 1921. Dueñas 1907. Forbes 1861. Fuchs 1900. 1906. Gabb 1877. Gerth 1915. Gothan 1927. Gregory 1913, 1916. Kozlowski 1914. Mc Laughlin 1925. Lissón 1925. Lucio 1905. Maldonado 1918. Meyer 1914. d'Orbigny 1842. Orton 1876. Salter 1861. Seward 1922. Sievers 1914. Stappenbeck 1925. Steinmann 1904, 1911. Urbina 1883.

Las rocas de la formación carbónica desempeñan un papel importante en la mitad setentrional de Sud-América. Dentro de la Cordillera se las conoce sobre todo en la parte setentrional de la altiplanicie interandina de la región de Cochabamba y de los alrededores del lago Titicaca; y desde aquí se extienden hacia el Norte por toda la Cordillera peruana hasta la Cordillera de Amotape (A/B 3.) y frontera del Ecuador. En la península de Paracas, al S de Pisco (F. 12), y quizá también en Paita (A. 4), tocan la costa del Pacífico. Desde la Cordillera peruana continúan a las partes bajas del río Amazonas hasta la región de su desembocadura. Ultimamente se ha encontrado también rocas de este período en la Cordillera oriental de Colombia, al Este de Bogotá, y tal vez existan también en algunos lugares del Norte de la Argentina y de Chile.

Ignórase el espesor exacto de la formación, pero en general alcanza con seguridad a 1000 metros y en partes mucho más.

Los sedimentos varían extraordinariamente; pero parece que los siguientes grupos, tienen la mayor propagación:

a) Conglomerados, brechas y areniscas. Los conglomerados son a menudo abigarrados, pues contienen varias rocas cristalinas del subsuelo más antiguo. Las areniscas tienen tintes blancos, grises, amarillentos, a menudo también rojos.

b) Pizarras y arcillas de colores generalmente oscuros, a veces también gris-moradas que están desarrolladas en algunas partes en forma quebradiza o como rocas finamente arenosas bien estratificadas y muchas veces muy micáceas.

c) Calizas grises, negro-azuladas o con menos frecuencia rojizas, que se hallan sólo pocas veces en estado puro, y otras son dolomíticas. Lo más común, es que contengan cierto porcentaje de arena o arcilla, y a menudo ofrecen abundantes concreciones silíceas, y fósiles silicificados.

d) Dolomita celular (rauvaca) y yeso, que tienen solamente una propagación local y limitada, hallándose intercaladas bajo la forma de mantos o lentes entre arcillas grises o abigarradas.

e) Carbón, en varios sitios, bajo la forma de capitas, lentes o mantos delgados, especialmente en las partes más inferiores de la formación.

f) Entre las rocas eruptivas, se encuentran intercaladas, ante todo, pórfidos cuarcíferos, porfiritas, diabasas, y meláfidos grises, amarillentos, morados o negro-verdosos y también las tobas de ellas.

Como lo demuestran los fósiles encerrados, algunas partes de la formación son de orígen límnico, sobre todo las capas inferiores libres de cal. Las más altas, en cambio, ricas en cal, contienen siempre restos de animales marinos y han sido depositadas con seguridad en el mar. Los colores rojos muy frecuentes deben ser causados por el acarreo de «terra rossa» desde los continentes ya existentes, pues el mar carbónico transgredió sobre un continente que existía probablemente desde el devónico medio hasta el carbónico inferior, pues hasta la fecha no se conocen sedimentos marinos del período devónico superior o del carbónico inferior en el Perú ni en otra parte de Sud-América.

Un corte muy completo de la serie carbónica fué investigado por Gregory (1913) si bien no en el mismo territorio del Perú, en cambio muy próximo a la frontera, en la isla Titicaca y en el angulo Noroeste de la peninsula de Copacabana (N/O. 14/15) situado al otro lado del estrecho de Yampupata quien distinguió allí dos pisos:

a) un piso superior de unos 250—350 m. de espesor, en el cual predominan calizas bien estratificadas y fosilíferas de aspecto netamente marino en el cual escasean mucho areniscas y arcillas pizarrosas; y

b) un piso inferior de 300—400 m. de espesor, en el cual las areniscas y arcillas pizarrosas predominan casi exclusivamente, y los mantos calcáreos con restos de animales marinos son raros, especialmente hacia arriba, hallándose en cambio restos de plantas mal conservadas y mantos de carbón. En las areniscas

puede observarse estratificación entrecruzada y grietas de desecación, indicios de una formación en aguas muy poco profundas y periódicamente regresivas. El carbón de calidad impura, hállase intercalado en capas delgadas de solamente un metro de potencia. Los mantos no continúan, sino que tienen forma de lentes, y se los explota solamente en muy pequeña escala. Parece que no son intercalaciones predominantemente autóctonas, sinó alóctonas y depositadas en un estuario o en una laguna de agua dulce.

A esta segunda parte del carbónico, se acomodan, al parecer con facilidad, los depósitos peruanos.

a. Piso inferior.

FUCHS (1900) lo reconoció por primera vez con carbón y sedimentos con plantas en la península de Paracas, al Sud de Pisco (F. 12). Sobre las rocas cristalinas antiguas reposan allí capas de areniscas verdosas de grano fino y pizarras negras micáceas junto con arcillas pizarrosas compactas gris-amarillentas. Se encuentran intercalados, mantos de carbón de 0,6 y de 1,2 m. de espesor, pero los sedimentos están fuertemente triturados y el carbón es muy impuro. Entre el carbón y la pizarra superyacente, se encuentra una capa de concreciones ferruginosas. Como faltan todos los indicios de una formación marina, es seguro que se trata aquí de un depósito límnico.

Entre Huánuco y el Cerro de Pasco (F. 9), y en el camino que une esos pueblos, afloran varias veces, al Sud y al Norte de Ambo, arcillas pizarrosas grises y gris-verdosas a menudo arenosas, así como areniscas y conglomerados, que llevan exclusivamente restos de plantas terrestres y a veces carbón, como p. e. en Vichaicoto, 15 km al Sud de Huánuco (STEINMANN 1911) y en Molino del Carmen, cerca de Ambo (LISSÓN 1925, 31), donde existe también carbón.

Al SE del Cerro de Pasco y cerca de Carhuamayo, (F. 9) E. DE HABICH encontró, las mismas capas con plantas terrestres y carbón antracítico, servible sólamente para uso local.

Cerca de Abancai (K. 12), el ingeniero GIL RIVERA PLAZA halló también plantas terrestres (*Lepidodendron*) en los sedimentos carboníferos.

Por último el subsuelo de la península que separa el puerto de Paita del Océano (Punta de Paita A. 4), está formado por un esquisto oscuro, duro, en parte cuarcítico, cubierto en discordancia por depósitos terciarios. La roca está fuertemente plegada y endurecida, y a causa de eso los restos de plantas terrestres encerrados en ella son apenas reconocibles como tales. Es de suponer que la roca sea de edad carbónica, correspondiendo tal vez a los hallazgos citados, pues no hay otra formación en el Perú que contenga iguales rocas y al mismo tiempo plantas terrestres y últimamente se han encontrado allí fósiles marinos del carbónico. Estas rocas parecen continuar en los cerros de Silla de Paita, en donde esquistos de esta clase, están en contacto con granito. Sería importante constatar, si el granito se ha inyectado y si hay metamórfosis de estos esquistos en el contacto.

El piso inferior es de origen límnico-terrestre, como lo comprueban la ausencia de organismos marinos, el predominio de plantas terrestres y la existencia de carbón.

En los primeros tiempos del período carbónico, el Perú y otras partes de Sud-América estaban cubiertas por el mar, pero existían en el continente de entonces lagos de menor y mayor extensión y pantanos que fueron rellenados con los productos detríticos de las partes más elevadas del continente. En estas depresiones se acumularon también los restos de la vegetación existente, originando la formación de mantos de carbón de escasa importancia, bien por acarreo de aguas (aloctonía) bien por acumulación in situ en los mismos bajos (autoctonía). La vegetación se compuso de los mismos grupos de plantas carbónicas que también en otras regiones de Europa y Norte-América formaron los carbones: lepidodendráceas, calamites y helechos, en su mayoría quizá pteridospermas, aunque los restos de plantas hasta ahora hallados son todavía escasos y poco completos y no permiten determinar con seguridad el piso de la formación carbónica.

Algunos sabios, como Steinmann, Kidston, Seward, Gothan, los colocan en la división principal inferior de la época carbónica, en el llamado Kulm, mientras que Fuchs, Zeiller y Berry prefieren situarlos en la parte superior, o sea en el carbónico superior (piso westfaliano).

No es muy fácil decidir esta cuestión, porque la flora se compone sólo de pocas especies, en parte y con seguridad nuevas.

Según las investigaciones de GOTHAN, últimamente publicadas, se compone de las especies siguientes:

Predominan mucho las lepidófitas que están representadas abundantemente en todas las localidades, sobre todo en Paracas. Generalmente se trata de fragmentos de troncos y raras veces de troncos con hojas. Predomina el género:

Lepidodendron, con la especie más frecuente *L. peruvianum* GOTHAN (fig. 23 A—D), que se distingue especialmente por la falta de una cicatriz de hoja, y por esto no tiene nada que ver con *L. obovatum* STERNB. y *L. rimosum* STERNB., con los que ha sido confundido por BERRY (1922, pl. 1, fig. 5; pl. 8, fig. 1). Las fajas generalmente muy lisas, situadas entre las cicatrices de las hojas, son o más estrechas o más anchas; la salida del trazo foliar se encuentra arriba, en el ángulo del abultamiento (C, D). Esto recuerda, p. e., el *L. lycopodioides* STERNB. del carbónico superior. Trátase de una forma bastante aislada, cuyo tipo de faja dió motivo a que STEINMANN lo considerase como *L. Veltheimi*. A este pertenecen quizá también los moldes internos conocidos, como *Knorria*, con jorobas cónicas alargadas (fig. 26).

Lepidodendron Lissóni STEINM. (fig. 24) que tiene abultamientos de hojas chicas muy distantes y cuyas cicatrices no son claras. Forma notable que recuerda al *L. Spitzbergense* NATH. del carbónico inferior.

Lepidodendron? o *Sigillaria?* (fig. 25), pues aún no se sabe si los fragmentos provistos de abultamientos casi cuadrados pertenezcan a *Lepidodendron* o a *Sigillaria* (SEWARD, fig. 7, 8). Los fragmentos con hojas deben ser considerados aquí (SEWARD, fig. 4, 6).

Bothrodendron pacificum STEINM. (fig. 27), cuyo material no permite reconocer las cicatrices; por eso queda en duda, si se trata efectivamente de este género o de otro nuevo.

Asolanus(?) *minimus* GOTH. de cicatrices muy pequeñas, que parecen estár unidas por figuras romboidales y por estrías aligantes de la cicatriz. Las cicatrices están dispuestas solamente en líneas oblicuas y no horizontales.

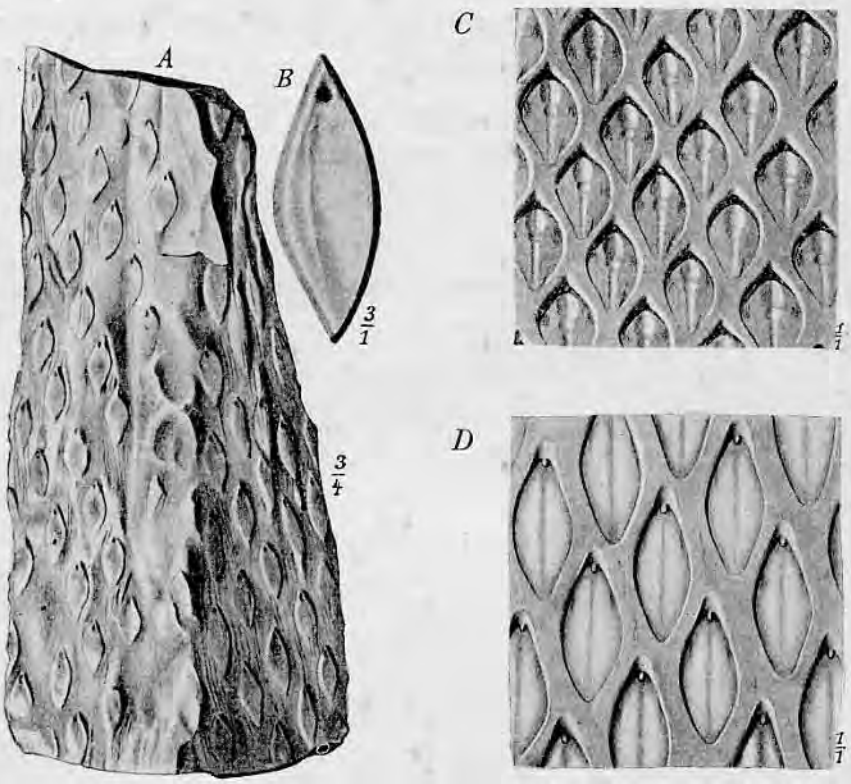


Fig. 23.
Lepidodendron peruvianum Goth.
Carbónico. Paracas, al S de Pisco.

A Fragmento de tronco casi completamente sin corteza. *B* Un cojinete foliar, aumentado. El dibujo redondo debajo del trazo foliar, no ha sido exactamente reproducido. *C*, *D* Cojinete foliar en el negativo.

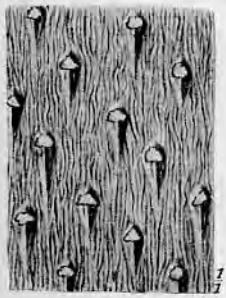


Fig. 24.
Lepidodendron Lissóni Stnm.
Carbónico. Paracas al S de Pisco.

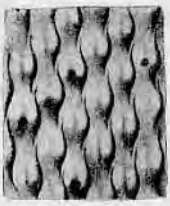


Fig. 25.
Lepidodendron sp.
del mismo lugar que Fig. 24.

Fig. 26,
Knorria.
de la misma procedencia que Fig. 25.

Fig. 27. „*Bothrodendron*" *pacificum* Steinm. Paracas. x = zona del cojinete foliar estrechamente colocado.

Trachyphyton neglibile Goth. Fragmentos de troncos cónicos con anillos horizontales de varios centímetros de diámetro, cuya superficie provista de arrugas longitudinales, recuerda algo la Stigmariopsis, pero las cicatrices de hojas o ramas son apenas reconocibles. No se sabe con seguridad, si se trata de rizomas o troncos.

Los *Calamites* son abundantes en Paracas, pero también los hay en Molino del Carmen cerca de Ambo. No son ni los *Archaeocalamites* característicos del carbónico inferior (o *Asterocalamites*), como creyó Steinmann (1910), ni *Calamites Suckowi*, como los clasificó Berry (1922a).

Calamites peruvianus Goth. (fig. 28), de tallos con médula muy ancha y con tronco delgado, como muestra la capa delgada de carbón sobre los moldes internos de la médula. A los artículos muy largos y estrechos faltan cicatrices de ramas y vestigios de canales infranodales. Trátase probablemente de una especie nueva, cuyas relaciones posibles con *Phyllotheca* y otros *Equisetales* no han podido ser constatadas hasta ahora por falta de hojas y flores.

Fig. 28. *Calamites* sp. Carbónico. Paracas. Un tallo mostrando un nódulo.

Entre los helechos, sorprende *Rhacopteris* por su distribución y tamaño. La especie considerada hasta ahora como *Rh. inaequilatera* Göpp. de Vichaicoto, coincide mejor con *Rh. circularis* Walton (fig. 29). Tiene hojas simplemente pennadas con hojuelas casi equilaterales, redondeadas arriba y con venas bifurcadas. Ciertos tallos hallados siempre juntos con ellas y de más de 2 cm de diámetro (F), como los cabillos de las semillas (D, E), pertenecen probablemente a esta planta. Esta especie pertenece en Europa al carbónico inferior. Probablemente sucede lo mismo en Paracas (Berry, T. 2, fig. 3).

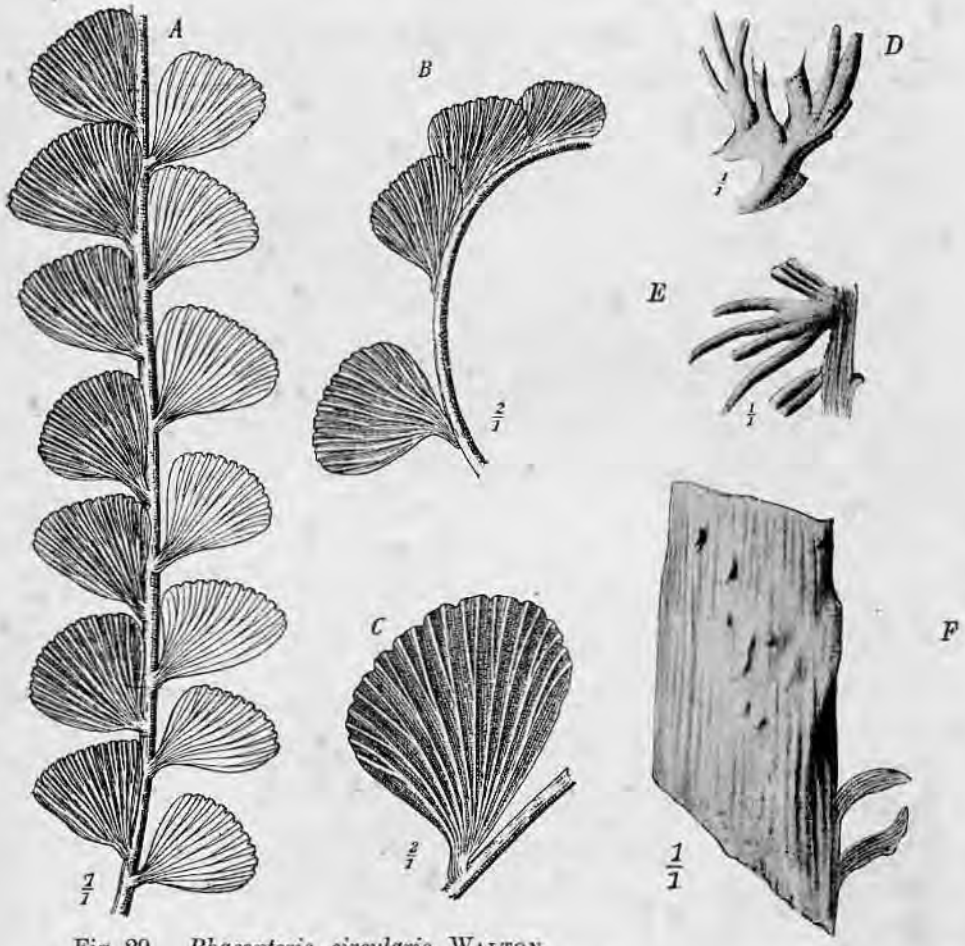


Fig. 29. *Rhacopteris circularis* Walton.
Carbónico. Vichaicoto, 15 km al S de Huánuco. *A* Una rama vista del lado dorsal. *B* Punta de la rama vista del lado frontal. *C* Una hoja, aumentada. *D*, *E* Cabillos de las semillas. *F* Fragmento de tronco, perteneciente probablemente a ella, con puntos iniciales de ramas. La Fig. E debe invertirse.

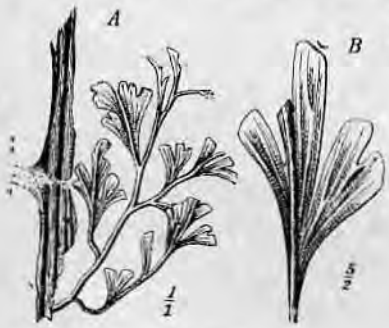


Fig. 30.
Sphenopteris paracasica Goth.
Carbónico. Península de Paracas al S de Pisco. *A* Eje ramificado de una rama con hojuela adjunta. *B* Última ramificación de la hojuela, aumentada.

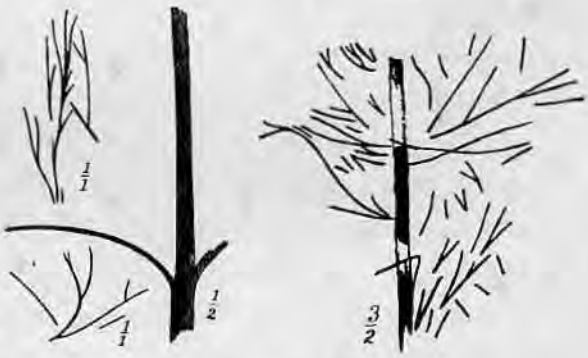


Fig. 31. *Rhodea* sp.
Carbónico. Península de Paracas al S de Pisco.

Rhacopteris transitionis STUR (= *Eremopteris peruvianus* y *Whitei* BERRY), característica del carbónico inferior de Europa, que tiene hojas hendidas varias veces.

Sphenopteris paracasica GOTHAN (fig. 30) (= *Palmatopteris furcata* BERRY, lám. I, fig. 1—3) (*Sphenopteris* sp. SEWARD, T. lám. 1, fig. 1, 2) no es raro en Paracas. Se asemeja a *Adiantites bellidulus* HEER del carbónico inferior de Spitzbergen.

Rhodea sp. (fig. 31), de constitución probablemente pennada y hojuelas sumamente finas y filiformes, no se conoce lo suficiente para poder hacer una comparación más exacta.

Respecto a la edad de esta flora carbónica, diçe GOTHAN que es difícil señalar su edad con mayor exactitud, mediante los lepidofitas y calamites, porque son en su mayor parte formas nuevas; pero entre las Filicales, algunas, como sobre todo *Rhacopteris circularis*, *Eremopteris* y *Sphenopteris paracasica*, indican más bien el carbónico inferior que el superior.

b. Piso superior (Carbónico superior).

Formando contraste con el piso inferior, el superior tiene sedimentos de carácter muy variado y resulta ser por la vasta distribución de fósiles marinos un depósito de mar.

Un mar bajo cubrió el continente que paulatinamente se hundía, en gran extensión y con muchas probables oscilaciones, depositando rocas areno-arcillosas, y también frecuentemente rocas compactas calcáreas y dolomíticas. Erupciones de rocas preferentemente ácidas, más raras veces básicas (pórfido cuarcífero etc.), originaron mantos y tobas; y en el tiempo trascurrido, se formaron capas de yeso y de dolomita celular (rauvaca) por una desecación temporal del mar. Desarróllase así un cuadro muy variado, de modo que a menudo los perfiles de las diferentes regiones se asemejan muy poco en los detalles.

Alrededores del lago Titicaca. Según DOUGLAS (1920), el carbónico superior en las orillas del lago Titicaca, a ambos lados del estrecho de Tiquina en la península de Copacabana y en la Isla del Sol, se compone de areniscas y brechas rojas, de arcillas pizarrosas amarillentas y negras, y de calizas grises silíceas, con fósiles a veces silicificados. La fauna se compone en su mayoría

de braquiópodos y pocos moluscos y tiene un carácter típico de carbónico superior, recordando también débilmente al pérmico.

En Progreso y Recreo, al N. de Tirapata (M. 14), el carbónico se compone de calizas grises, dolomitas, margas rojas, cuarcitas blancas, conglomerados y areniscas. Un poco más al Norte, en el valle de Viscachani, DOUGLAS (1920) encontró debajo de las calizas grises, calizas moradas ricas en crinoideos con una fauna que hace recordar el piso superior del carbónico inferior, de lo que resulta que las capas más profundas, aún con plantas y carbón, deberían colocarse en el carbónico inferior. El carbónico yace aquí en discordancia) sobre capas probablemente devónicas.

Región del Cusco. Según las observaciones de GERTH (1915) y GREGORY (1916), los sedimentos carbónicos ocupan un terreno extenso al Oeste y Norte de Cusco (K/L. 12). Se componen, como de costumbre. de areniscas, conglomerados y brechas, calizas, yeso y rocas efusivas de naturaleza ácida y básica intercaladas.

GREGORY (1916) ha descrito una serie de espesor de más de 150 m, compuesta por areniscas grises y pardas con intercalaciones de conglomerados calcáreos, calizas y yeso, llamada «formación de Quilque», en la que no se han encontrado aún fósiles, pero que parece pertenecer más bien al carbónico que al pérmico, como cree GREGORY, pues hasta ahora no se conocen los depósitos pérmicos en la Cordillera del Perú, y las calizas y el yeso se encuentran generalmente en el carbónico.

A esta formación pertenece probablemente también la «formación de Pachatusca» de GREGORY, que se compone de areniscas y conglomerados formados principalmente de materiales volcánicos andesíticos, pues tales rocas se encuentran en la Cordillera del Norte como elemento común del carbónico superior.

Según GREGORY, sobre esta formación reposa un complejo de 350 m de areniscas moradas y de pizarras de color chocolate con intercalaciones de conglomerados («conglomerado de Molle-Orca») y de escasas capas de caliza: «formación de Huayabamba». Tampoco en ésta no se han encontrado otros fósiles que restos de gusanos dudosos y de plantas indeterminables.

GREGORY supone, que las formaciones de Pachatusca y de Huayabamba son de edad triásica o jurásica; pero probablemente la primera y parte de la segunda pertenecen al carbónico. Tal vez si la mayor parte de la formación de Huayabamba puede corresponder a la serie de sedimentos con *Voltzia* muy parecidos, que al Norte de Tarma siguen al carbónico y que son de edad pérmica o triásica (véase el Triásico, p. 54—55).

Según GERTH, sobre las riberas del río Apurímac, al Oeste del Cusco y debajo de areniscas coloradas y moradas con conglomerados volcánicos y yeso de gran espesor, que parecen corresponder a las formaciones de Quilque, Pachatusca y Huayabamba de GREGORY, se encuentran calizas oscuras y esquistos margosos, con Amonites del género *Hoplites* y *Exogyras* que indican el piso neocómico; en este caso todas las formaciones citadas pertenecerían al cretácico o bien al terciario.

También al poniente del río Apurímac, el carbónico toma parte en grande escala en la constitución de la Alta Cordillera. El cerro Ampai, cerca de Abancai (K. 12), se compone según GERTH (1915) de pizarras arcillosas oscuras con areniscas rojas y casi mayormente de calizas carbónicas fosilíferas de gran potencia, que han suministrado braquiópodos, fusulinas y corales.

Según la descripción de DUEÑAS (1907), el carbónico ocupa también vastos terrenos al Sud del Cusco, en la cuenca imbrífera del río Apurímac superior, en donde las frecuentes intercalaciones de rocas eruptivas de estructura porfídica, han conducido a la falsa conclusión — tanto aquí como también en otras partes de la Cordillera peruana — de que existe la «formación porfirítica» mesozóica, que está limitada aparentemente tan sólo a la zona occidental de la sierra.

Sobre la falda pacífica de la Cordillera Occidental, LISSÓN (1924) ha dado a conocer el carbónico superior de Cotahuasi (K. 14); y BOWMAN (1916) tomó, sin razón justificada, por cretácico, las potentes calizas de ese horizonte.

De gran extensión y composición muy variada, parece ser el carbónico superior al Oeste y Sud de la Laguna Parinacochas, entre los ríos Yauca y Cháparra (J. 14 — No indicado en el mapa), y STAPPENBECK (1925) observó allí la siguiente serie de capas de arriba a abajo:

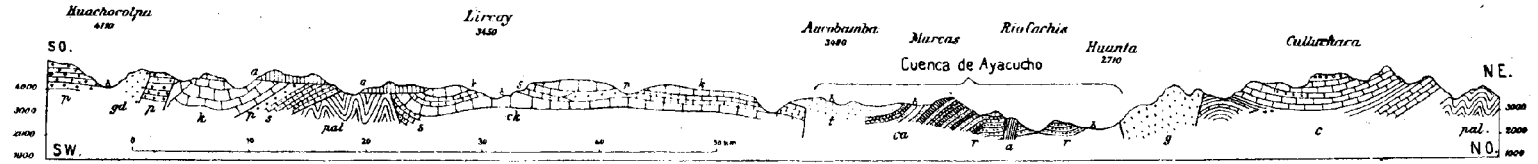


Fig. 32.

Perfil de la altiplanicie entre las Cordilleras oriental y occidental, en el Sud del Perú, región del río Lircai al N de Ayacucho (H. 11); según GERTH, 1915. Alturas 1:250000, distancias 1:500000.

pal paleozoico inferior, especialmente silúrico. *c* arcillas pizarrosas, calizas, conglomerados y eruptivas del carbónico. *s* areniscas, *ck*, *k* calizas, *p* eruptivas del carbónico o de formaciones más modernas preliásicas. *k* caliza liásica. *r* neogeno continental: calizas margosas y areniscas. *ca*, *t* conglomerados, margas, mantos eruptivos y tobas (*t*). *g* granitos y pórfidos de la Cordillera oriental. *gd* granodioritas más modernas del Oeste. *a* andesita en forma de lacolitos o mantos.

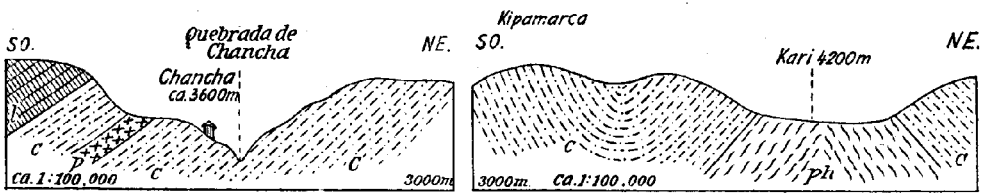


Fig. 33.

Perfiles del carbónico superior entre Chancha al N de Tarma y Palcamayo (11° 20′ lat. sud.).

A la izquierda: *C* areniscas, conglomerados, pizarras y dolomitas del carbónico superior. *p* pórfido cuarcífero pálido. *l* caliza liásica (capas más bajas, tal vez triásicas).
A la derecha: *ph* micacitas y filitas. *C* areniscas, conglomerados, pizarras y dolomitas del carbónico superior.

En lugar de Kipamarca, léase Quilpamarca y en lugar de Kari, léase Cari.

1. Areniscas y conglomerados violáceos, de grano fino.

2. Calizas oscuras, compactas, densas, con concreciones de piedra córnea y arenisca con margas coloradas en su parte superior.

¿ Discordancia ?

3. Cuarcitas y areniscas claras con intercalaciones de pizarras arcillosas oscuras.

4. Pizarras arcillosas negras y muy potentes con bancos de arenisca.

Si bien no se encontraron fósiles, el carácter de los sedimentos habla muy en favor de colocarlos en la formación carbónica. Quizá lo más profundo (4. o tal vez también 3.) pertenece al piso inferior del carbónico.

Una serie potente de tobas abigarradas de pórfido cuarcífero con intercalaciones de pizarras y calizas con piedra córnea («formación tobácea de Maraicasa») pertenece probablemente también a esta formación. Está cruzada por granitos, que son en parte con seguridad granitos andinos (Andengranite); pero que en parte también son más antiguos según STAPPENBECK. (fig. 32, 33.)

Falda oriental de la Cordillera. Los afluentes de los ríos Ucayali y Madre de Dios, han cruzado en numerosos puntos la formación carbónica, dando a conocer el gran espesor de la caliza oscura, casi en todas partes fosilífera.

Según BOWMAN (1916), el espesor de la caliza aumenta mucho hacia el naciente, sobre todo en las partes superiores de la serie. En el Pongo de Mainique, donde el río Urubamba ha cortado carbónico verticalmente puesto y su lecho tiene más de 1000 m de profundidad (J. 10), el espesor de la caliza carbónica se dice que alcanza a más de 3000 m.

En la Cordillera Oriental, los granitos más recientes cruzan a menudo los sedimentos carbónicos.

Hallazgos más pequeños en el curso superior del Río Pampas (J. 12) y en Huanta (H. 11), de donde GABB ya describió fósiles carbónicos, forman la transición entre la gran región del Sud y Nòrte de la Sierra. Entre estos dos lugares, GERTH (1915) encontró el carbónico con un gran desarrollo en la serie de capas siguiente, de arriba a abajo (compárese el perfil 32):

c. Conglomerados gruesos y arcosas con intercalaciones de una roca eruptiva básica.

b. Calizas compactas con *fusulinas*, *fenestelas* y *corales* e intercalaciones volcánicas básicas.

a. Calizas en estratos delgados con braquiópodos *Productus*, que hacia abajo pasan a pizarras arcillosas con lentes de caliza.

Infrayacente: esquistos y filitas del silúrico o precámbrico.

También deben pertenecer al carbónico las areniscas rojas con porfiritas y los conglomerados que las cubren y que no han suministrado fósiles hasta ahora pues están intercaladas entre el paleozoico inferior y el liásico.

Latitud de Lima. El perfil de la Cordillera entre Lima y el valle del río Chanchamayo, corta varias veces el carbónico en posición anticlinal (perfil 1 del mapa geológico).

Entre Yauli y Alpamina, cerca de Morococha, el carbónico está compuesto de areniscas grises y verdosas, en parte tobáceas, con capas delgadas de caliza, y de pórfidos cuarcíferos grisverdosos y rojos de unos 100 m de espesor («volcánico de Santa Catalina» Mc LAUGHLIN 1925).

Son especialmente buenos los perfiles del carbónico en la región de Tarma, al SO y S del pueblo (G. 10). Allí pude yo constatar, colaborando con el doctor SCHLAGINTWEIT, el siguiente perfil:

Suprayacente: calizas oscuras bien estratificadas del liásico, cerca de Ayash, con abundante fauna de amonites.

200—300 m de conglomerados, calizas porosas y areniscas, con un manto de pórfido cuarcífero.

1 m de caliza rica en fósiles.

30 m de conglomerados.

4 m de calizas y margas; en ellas se encuentra la mayor parte de los fósiles.

30 m de areniscas con intercalaciones de calizas pobres en fósiles y arcillas pizarrosas.

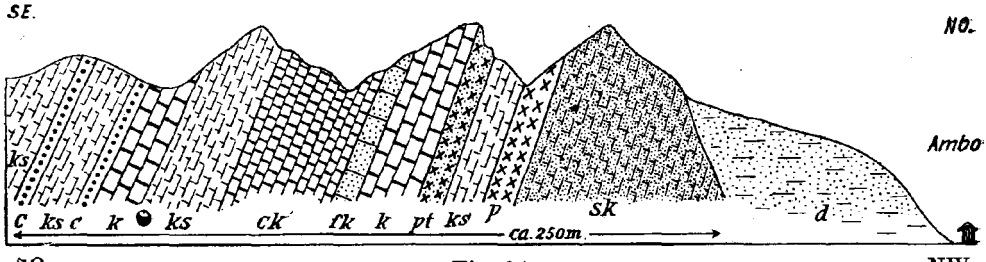
2 m de conglomerado de color pardo.

5 m de arcillas pizarrosas abigarradas con una lente de yeso, explotada por la hacienda de Rinrihuaín, situada más abajo.

70—80 m de una alternativa de arcillas pizarrosas, areniscas y calizas impuras con fósiles mal conservados.

Infrayacente: cuarcitas y esquistos del silúrico inferior.

Una serie de capas casi parecida se observa también en otros lugares de los alrededores de Tarma, como p. e. en el valle de Chancha (fig. 33), donde se ha abierto una cantera de yeso entre Pomachaca y Cuiruhuasi y se halla intercalada en las partes superiores un manto de 20 m de espesor aproximado de pórfido cuarcífero claro. El manantial salado de Caca, debe surgir de estos estratos. Entre Chanchas y Palcamayo, situado más al Norte, las capas más altas del perfil se integran con areniscas pardas, de color de chocolate y grises, algo arcillosas, en las que hay, mantitos de carbón y restos de plantas que indican una edad menor tal vez pérmica o triásica (compárese pag. 54—55).



SO Fig. 34. NW

Perfil del carbónico superior de Ambo en el valle del Huayaga arriba de Huánuco (F. 9).

d = terraza diluvial
sk = calizas arenosas
p = manto de pórfido cuarcífero
ks = areniscas calcáreas
pt = toba de pórfido
k = caliza compacta
fk = caliza arenosa con fenestellas
ck = caliza con crinoideos
ks = pizarras de caliza, rojas y verdosas con braquiópodos
k = caliza compacta
c = arcosas y conglomerados
ks = pizarras calcáreas rojas y verdes.

Hacia el valle de Chanchamayo nuevamente aflora el carbónico en dos cordones. Douglas (1921) encontró en ellos fósiles característicos.

Al Norte del Cerro de Pasco la zona carbónica continúa con el rumbo oriental de la serranía de dicha población y también en el valle superior del río Huayaga, donde el camino del Cerro de Pasco a Huánuco la corta varias veces. Asi arriba de Hualillas, se observa la siguiente serie de capas inclinadas hacia el naciente de arriba a abajo:

areniscas y conglomerados con un manto de porfirita y caliza arenosa pobre en fósiles.

areniscas coloradas y arcillas blandas con mantos de porfirita y de tobas de porfirita.

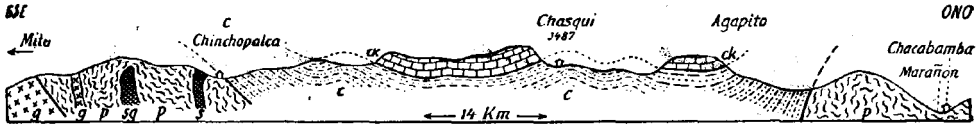
arenisca con intercalaciones dolomíticas.

Más hacia abajo sigue caliza espesa y cerca de Quiullachacán también yeso.

Abajo de Huariaca, las porfiritas, en parte amigdaloides, cubren una area muy extensa, y hacia San Rafael las areniscas y pizarras arenosas tienen mantos delgados de carbón. Estos pertenecen ya al piso inferior y descansan sobre filitas verdes.

Muy cerca de Ambo, vemos el perfil de la fig. 34, que dá a conocer la variada constitución de la serie de capas.

En la región de Gollarisquisga, al NO del Cerro de Pasco, Mc LAUGHLIN (1925) ha separado las capas inferiores del carbónico, que allí cubren en discordancia la filita en forma de areniscas y conglomerados verdes y rojos, como «formación de Mitu» (perfil fig. 229, pag. 191).



OSO Fig. 35. WNW

Perfil del sinclinal carbónico de Chasqui, entre el Huayaga y el Marañón. *p* filitas y micacitas. *s* intercalaciones de serpentina. *sg* intercalaciones de serpentina y de gabro anfibolitizado. *g* granito prepaleozoico. *c* piso inferior del carbónico superior compuesto de pizarras quebradizas abigarradas, areniscas y conglomerados. *ck* piso superior del carbónico superior compuesto de caliza y dolomita.

Desde el río Huayaga superior, la zona carbónica continúa a la cuenca imbrífera del río Marañón superior, donde el camino entre Huánuco y Aguamiro la corta repetidas veces (F. 8). Entre el Huayaga y el curso superior del Marañón, el carbónico forma así el sinclinal doble, abierto, de Chasqui (fig. 35), donde se observa el perfil siguiente:

Piso superior (ck):

más o menos 30 m de dolomita amarillenta y caliza brechosa.

„ „ „ 30 „ de caliza gris-azulada, con muchas concreciones silíceas y fósiles mal conservados (*Spirigera*).

Piso inferior (c):

más o menos 15 m de arenisca y conglomerado pardo.
„ „ „ 16 „ de pizarra quebradiza de color de chocolate.
„ „ „ 5 „ de conglomerado.
200 „ de pizarras quebradizas grises, verdes y rojas.

Infrayacente: filitas prepaleozoicas.

Entre Chacabamba, en el Marañón, y el río Huarihuaín, que corre hacia Aguamiro (fig. 36), se repite tres veces la serie de capas de conglomerados, pizarras quebradizas y calizas, a causa de una estructura imbricada. Siguen además, encima de la caliza, areniscas y margas abigarradas. En la bajada, desde el portachuelo principal de Pistachuaín por la quebrada de Cacaracra, se intercalan muy potentes brechas y conglomerados de porfirita bajo la caliza y dolomita, que alcanza igualmente un espesor muy considerable.

Al Este del Marañón. Más hacia el Norte, la zona carbónica parece continuar con preferencia en el lado oriental del río Marañón, alcanzando allí una vasta extensión, especialmente en la provincia Patás. Según las descripciones de Lucio (1905) y Sievers (1914), el subsuelo cristalino está cubierto allí en gran extensión por conglomerados, areniscas y pizarras rojas, calizas y pórfidos cuarcíferos, porfiritas y diabasas, una serie de sedi-

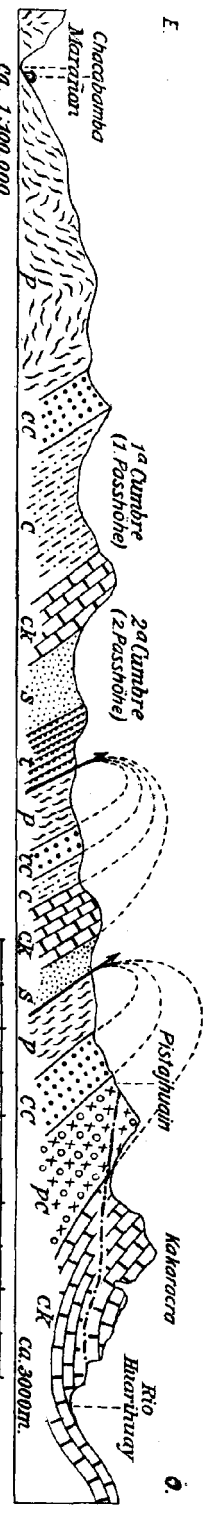
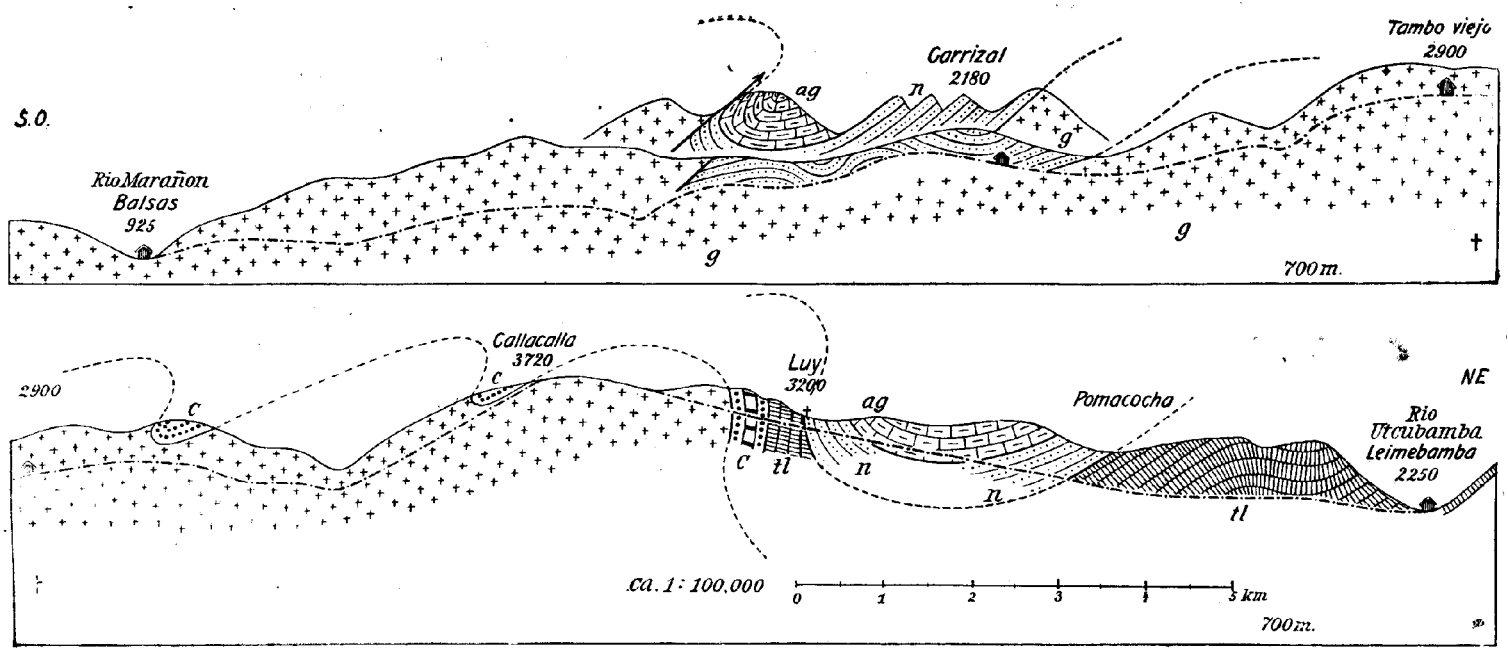


Fig. 36.

Perfil entre Chacabamba sobre el Marañón y Rio Huarihuaín cerca de Aguamiro (F. 8).
p filita presilúrica. *cc* conglomerados, *c* pizarras quebradizas moradas, *ck* calizas y dolomitas, *s* areniscas, *t* margas abigarradas del carbónico superior, *pc* brechas y conglomerados abigarrados de porfirita, *p* porfirita.



SW NO

Fig. 37.

Perfil entre el Marañón y el Río Utcubamba (D/E. 5).

g gneis, granito y pizarras cristalinas. *n* (en el perfil superior) areniscas rojas del ¿carbónico? o de la formación de Puca. *C* conglomerados, calizas y areniscas de carbónico. *tl* triásico y liásico. *n* arenisca neocómica. *ag* aptiano-albiano.

En lugar de Callacalla, léase Caya y Caya; en lugar de Luy, léase Yulli!

mentos toda ella, que en su conjunto corresponde perfectamente al carbónico de las demás partes de la Cordillera. No se ha indicado en el mapa geológico como carbónica, porque no se conocen hasta la fecha fósiles característicos.

En cambio se ha constatado su existencia aún más al Norte entre los valles del Marañón y del Utcubamba (D/E. 5). Cerca de Balsas (fig. 37), sobre el subsuelo formado por el cristalino antiguo siguen las areniscas rojas potentes con rodados de cuarzo que continúan hasta más allá de Carrizal y pertenecen al carbónico, al neocómico o a la formación de Puca. Pero cerca del portachuelo de Caya y Caya, cerca de Yulli, el cristalino está cubierto por conglomerados, areniscas abigarradas, calizas con crinoideos y dolomitas, cubiertas por areniscas arcillosas rojas que tienen encima el triásico.

Región de Amotape. Hace poco que el carbónico ha sido constatado también en el Norte. Bosworth (1922) menciona braquiópodos y crinoideos. Bravo (1924) observó entre La Brea y Cerro Prieto (A. 3), sobre el cristalino antiguo, gruesas capas de cuarcitas, moradas y azuladas sin fósiles, encima cuarcitas blancas y pizarras verdosas y azuladas con crinoideos, y formando la cúspide de la serie, pizarras con capitas delgadas silíceas y cuarcíticas. Estas contienen los fósiles característicos *Productus peruvianus*, *Derbyia Buchi*, *Fenestella* etc. (Véase también Iddings & Olsson, 1928.)

Este hallazgo es de importancia para explicar las formaciones existentes entre Piura y la frontera del Ecuador (B/C. 3/4). Sievers (1914) ha podido constatar allí rocas eruptivas básicas y ácidas de estructura porfídica, en conexión con pizarras silíceas, areniscas y calizas oscuras que se habían considerado hasta ahora como mesozóicas (sobre todo cretácicas); pero sabiéndose ahora que la formación carbónica se extiende hasta la frontera setentrional con estos mismos caracteres, parece acertado atribuir una edad carbónica a los sedimentos de aquella zona. Queda con todo por resolverse hay, si las pizarras de algunas quebradas de la región de Tumbes, son igualmente carbónicas.

Se desprende de los perfiles aquí citados, una gran variación de la serie de capas en cuanto a detalles y repetición de rocas, especialmente de conglomerados y areniscas y de las rocas marinas como el yeso y la dolomita celular (rauvaca). De allí que no se pueda obtener un perfil normal que sirva para toda la Cordillera. Solamente puede observarse, en tesis general: que el carbónico empieza por lo común en su base con conglomerados y brechas compuestas por las rocas del basamento cristalino, o bién con areniscas; que en las partes inferiores, predominan muchas veces rocas arcillo-arenosas, sobre todo pizarras quebradizas y que las calizas y dolomitas forman generalmente las partes altas de la serie con mayor espesor hacia el Este, como ya lo observó BOWMAN.

Las intercalaciones de rocas eruptivas, no se han estudiado todavía en detalle. Probablemente no existen, en general, en las capas más bajas y son de mayor frecuencia en las medianas. Parece tratarse esencialmente de efusiones superficiales, explicación con la cual coincide también la existencia de tobas. Predominan — en cuanto han sido investigadas más exactamente — rocas ácidas y básicas: pórfidos cuarcíferos, porfiritas, diabasas y meláfidos, con estructura a veces amigdaloide. Por esta razón varían los colores desde blanquecino, gris pálido y rojizo, hasta el pardo, morado, verde y verde-negruzco.

La existencia de una formación volcánica en conexión íntima con sedimentos marinos, se repite, como es sabido, en épocas mucho más recientes (cretácico inferior y superior), dando lugar a que se haya equivocado mucho la mayoría de los observadores de la Cordillera peruana. Por lo que sabemos, faltan por completo entre las rocas volcánicas del cretácico los tipos ácidos como pórfidos cuarcíferos, rocas que teniendo una propagación muy grande en el carbónico, podrían servir para diferenciar las rocas volcánicas carbónicas de las cretácicas.

c. Fósiles del carbónico superior.

En las calizas y pizarras calcáreas, que por su carácter petrográfico documentan su orígen marino, se encuentran restos frecuentes de fósiles, si bien a menudo difícil de sacarlos de la dura

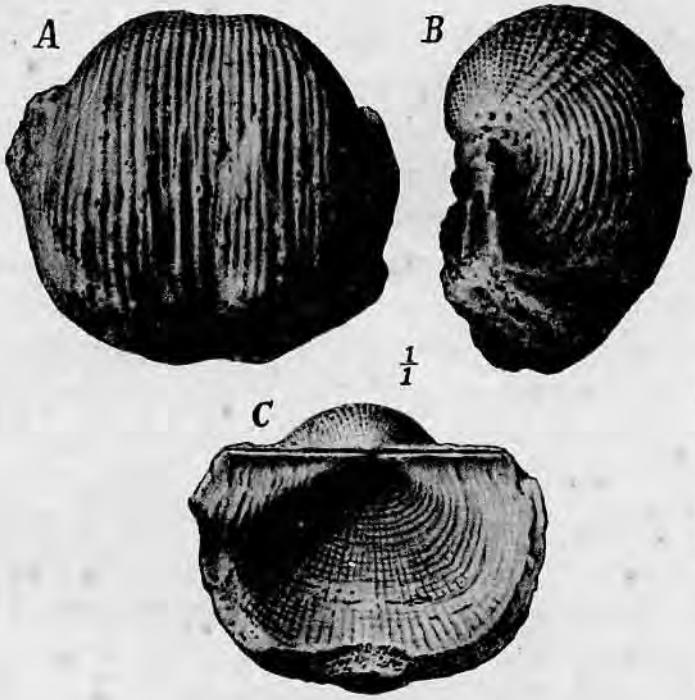


Fig. 38.
Productus semireticulatus MART. var. *Inca* D'ORB.
Carbónico superior, Apillabamba, Bolivia. *A* valva inferior, *C* valva superior, *B* de lado. (según KOZLOWSKI.)

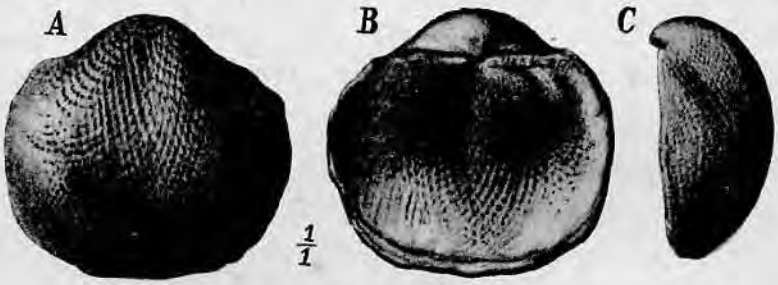


Fig. 39. *Productus Humboldti* D'ORB. var. *Irginae* STUCKENB. Carbónico superior. Apillabamba, Bolivia. *A* valva inferior, *B* valva superior, *C* de lado. (según KOZLOWSKI.)

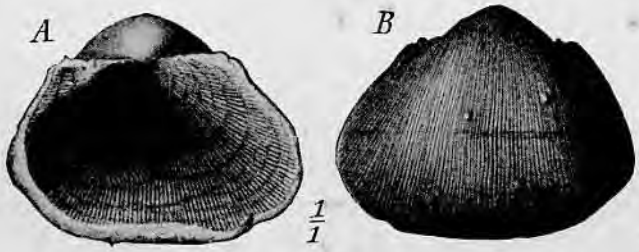


Fig. 40.
Productus Cora D'ORB. Carbónico superior. Cerro Lamarani, al sudoeste de Cochabamba, Bolivia. *A* valva superior, *B* valva inferior. (según MEYER.)

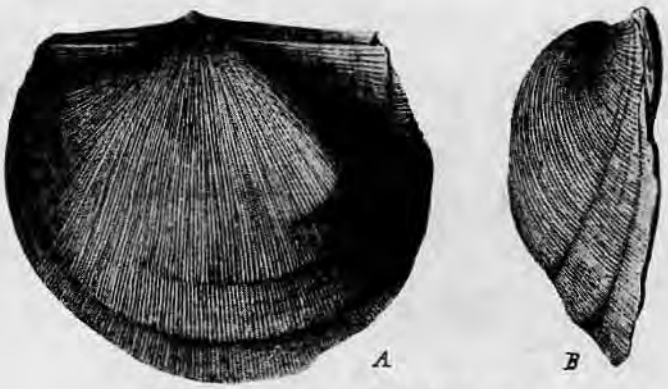


Fig. 41. *Derbya Buchi* D'ORB. sp.
Carbónico superior. Cerro Lamarani cerca de Cochabamba. *A* valva superior. *B* de lado. (según MEYER.)

matriz en que se hallan incrustados. Por lo contrario, en las areniscas y conglomerados, probablemente en parte depósitos terrestres, faltan casi por completo; lo mismo que en las rocas marinas como el yeso y la dolomita celular (rauvaca), y naturalmente en las rocas eruptivas. La fauna es en conjunto muy monótona y comprende sólo algunos grupos de invertebrados.

Sobresalen por su abundancia especial, los braquiópodos, con más de 30 especies que saltan a la vista también por su tamaño en la mayoría de los casos. Entre ellos, aparece el género:

Productus, con una enormidad de individuos. De más o menos 15 especies halladas hasta la fecha en Sud-América, mencionaremos los siguientes:

Pr. semireticulatus MART. (fig. 38) de valvas grandes con costillas fuertes y numerosas espinas gruesas en la valva inferior abovedada.

Pr. Humboldti D'ORB. (fig. 39), con numerosas costillas finas y espinas.

Pr. Cora D'ORB. (fig. 40), con costillas finas y espinas exiguas.

Derbyia Buchi D'ORB. sp. (fig. 41 A, B) (= *Streptorhynchus Hallianus* DERBY, MEYER) de valvas más o menos grandes con valva inferior plana y valva superior abovedada. Área de cierre larga y derecha. Ambas valvas están cubiertas por costillas numerosas, muy tupidas y algo onduladas.

Entre las pocas especies del género *Spirifer*, se distingue:

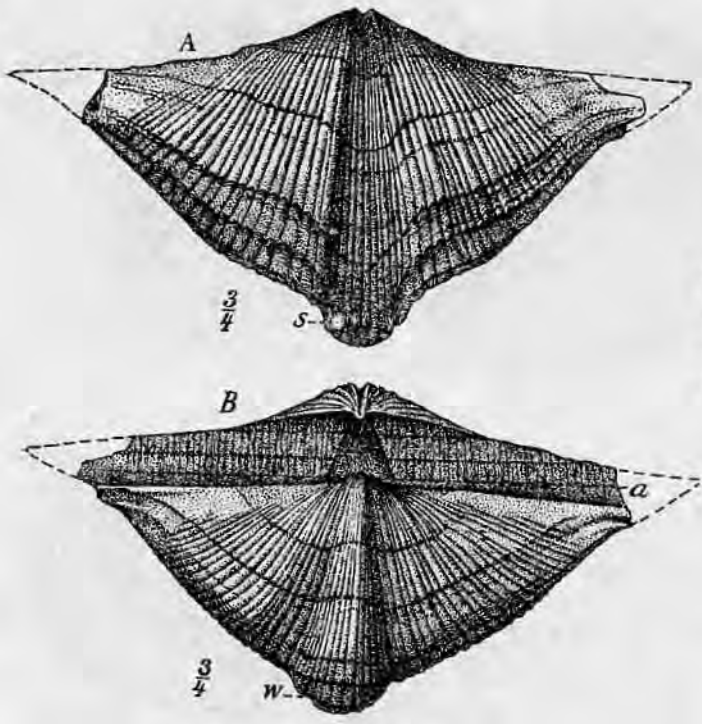


Fig. 42.
Spirifer Condor D'ORB.
Carbónico superior, Cerro Lamarani, al S O de Cochabamba.
A valva inferior,
B valva superior.
(según MEYER.)

Sp. Condor D'ORB. (fig. 42) por su tamaño especial y numerosas costillas; mientras que *Spiriferina campestris* WHITE (fig. 43) es una especie más chica, de contorno romboidal y pocas costillas fuertes.

Son especialmente abundantes y fácilmente reconocibles entre las numerosas formas más pequeñas, las siguientes especies:

Reticularia lineata MART. (fig. 44 A, B), de contorno oval y con estrías de crecimiento concéntricas.

Rhipidomella Cora D'ORB. (fig. 45 A, B), de contorno cuadrado y con costillas finas radiales.

Hustedtia Mormonii MARCOU (fig. 46 A, B, C) de contorno quinquelateral, con costillas gruesas y gran agujero en el pico.

De los moluscos, hay solamente algunos caracoles, como *Euomphalus*, que a veces son abundantes.

En cambio son muy frecuentes los representantes de los *Briozoarios* que aparecen casi siempre muchos en conjunto y que se pueden reconocer por su estructura finamente reticular, como:

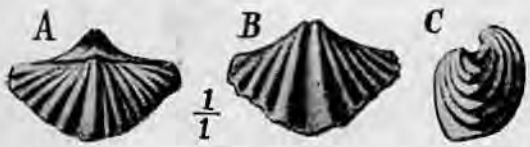


Fig. 43.
Spiriferina campestris White.
Carbónico superior. Apillapampa, Bolivia. *A* valva superior, *B* valva inferior, *C* de lado. (según Kozlowski.)

Fig. 45.
Rhipidomella Cora d'Orb.
Carbónico superior. Apillabamba, Bolivia. *A* valva superior, *B* valva inferior. (según Kozlowski.)

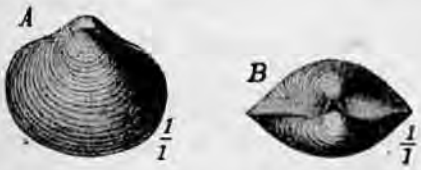


Fig. 44. *Reticularia lineata* Mart. var. *perplexa* McChes.
Carbónico superior. Ambo, al sud de Huánuco. *A* valva superior, *B* de arriba. (según Meyer.)

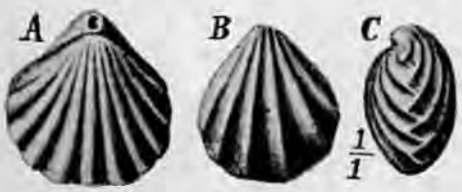


Fig. 46. *Hustedia Mormonii* Marcou sp.
Carbónico superior Yarchibamba, Bolivia. *A* valva superior, *B* valva inferor, *C* de lado. (según Kozlowski.)

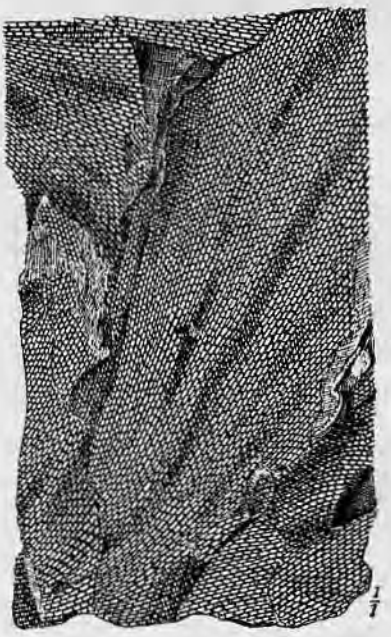


Fig. 47. *Fenestella retiformis* v. Schloth.
Carbónico superior. Ambo, al Sud de Huánuco. Molde en la roca. (según Meyer.)

Fenestella retiformis v. Schloth. (fig. 47), que forma esqueletos regulares, reticulares, hasta del tamaño de una mano, y son bien reconocibles también como moldes en la roca.

Polypora megastoma de Kon. (fig. 48 A, B, C), cuerpos muy ramificados con ramas más gruesas y conexiones transversales más escasas.

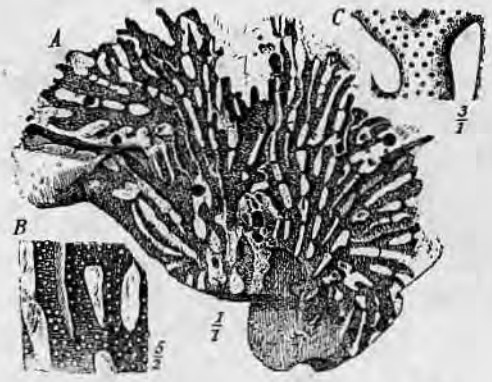


Fig. 48. *Polypora megastoma* DE KON.
Carbónico superior. Ambo, al sud de Huánuco. *A* molde de la colonia, en una roca, *B* aumentado, *C* superficie del esqueleto, aumentada. (según MEYER.)

Fig. 49. *Chilotrypa peruana* MEY.
Carbónico superior. Ambo, cerca de Huánuco. Cortes: tangencial (debajo) y longitudinal (arriba). *z* zoecio. *v* tejido esponjoso. *k* masa calcárea densa. *c* tabique calcáreo central. (según MEYER.)

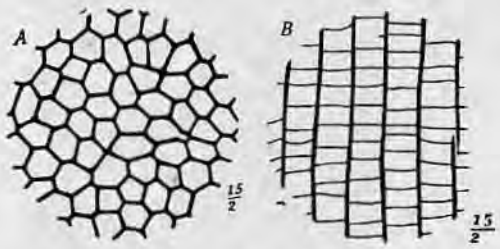


Fig. 50. *Chaetetes radians* FISCH.
Carbónico superior. Tarma. *A* corte transversal, *B* longitudinal de la colonia; aumentados. (según MEYER.)

Fig. 51.
Stylastraea inconferta LONSD.
Carbónico superior. Region de Tarma. Cortes transversal y longitudinal de una copa. (según MEYER.)

Fig. 52.
Lonsdaleia floriformis FLEM.
Carbónico superior. Tarma. Corte transversal de una copa (según MEYER.)

Fig. 53. *Fusulina* (*Schellwienia*) *peruana* MEY.
Carbónico superior. Tarma. *A* corte longitudinal aumentado, *B* corte transversal del caparazón. (según MEYER.)

Chilotrypa peruana MEY. (fig. 49), pequeños troncos cilíndricos o planos con pequeñas celdas redondas entre el tejido vesicular.

Chaetetes radians FISCH. (fig. 50 A, B), masas redondeadas compuestas de celdas largas, homogéneas, cuyas bases están densamente colocadas.

Crinoidea. Hasta la fecha sólo se ha encontrado gran distribución de artículos de tallos bajo forma de discos redondos y planos con surcos radiales. No se sabe con seguridad a qué género pertenecen; probablemente, a *Cyathocrinus.*

Anthozoa. Fuera de algunos corales chicos, aislados, de figura conoide, hay a veces también masas formando colonias, a saber:

Stylastraea inconferta LONSD. (fig. 51), cuyas copas están vacías en el centro, y

Lonsdaleia floriformis FLEM. (fig. 52), con una pequeña columna esponjosa en el centro de la copa.

Foraminífera. Además de formas chicas, reconocibles sólo bajo el microscopio, se encuentra bastante a menudo caparazones mas grandes, especialmente característicos para determinar la edad carbónica superior.

Fusulina. Son del tamaño de un grano de cebada o trigo; se componen de vueltas espirales, como puede verse en el corte transversal (Fig. 53 B); sus paredes de separación, onduladas, ofrecen en el corte longitudinal (A) un aspecto muy característico. Suelen encontrarse en grandes acumulaciones, como p. e. *F.* (*Schellwienia*) *peruana* MEY. (fig. 53 A, B). Sin embargo, parece que las calizas puras fusuliníferas no se encuentran en grandes masas en el Perú ni en parte alguna de la América del Sur.

d. Reseña del carbónico.

La división del carbónico puede pues hacerse en un

piso inferior con plantas terrestres y carbón de orígen límnico-terrestre, y un

piso superior con fósiles marinos y de orígen preferentemente marino.

No habiéndose formado el piso inferior sino en depresiones

aisladas, se comprende bien que el origen y la extension de este piso han sido muy limitados. A menudo parece faltar por completo el piso inferior, y el superior parece estar en transgresión inmediata sobre capas de mucho mayor edad, especialmente sobre el basamento cristalino. El piso inferior es conocido sobre todo en una faja longitudinal media de la sierra que corre desde el lago Titicaca, por Cusco y Huanta, hasta Huánuco; pero encontrándose solamente en lugares aislados. Existe además en la costa del Pacífico, en uno o dos puntos (Paracas, Paita). En la Cordillera está cubierto generalmente por el piso superior; pero esto sucede también al Oeste de Paita (VONDERSCHMITT y GERTH).

La edad del piso inferior no se puede determinar con absoluta seguridad y puede pertenecer a la parte superior del carbónico inferior o a la parte inferior del carbónico superior; pero la parte superior marina es con certeza de edad carbónica superior. Esto queda comprobado por las muchas especies idénticas a las de los depósitos carbónicos de otras regiones. Son de importancia especial en este sentido las fusulinas, porque no han sido encontradas todavía en el carbónico inferior. Muchos de los braquiópodos pertenecen a las especies de propagación casi universal del carbónico superior. También es verdad que hay cierta aproximación a las faunas del carbónico inferior y del pérmico; pero, por el momento, no es seguro que en la Cordillera peruano-boliviana, estén representados pisos más antiguos o más modernos que el carbónico superior. Al parecer, el mar del carbónico superior llegó en el Norte, hasta la región de la actual costa pacífica; y el resto continuó siendo más bien continente; en cambio penetró muy lejos hacia el naciente, hasta los valles de los ríos de Madre de Dios, Ucayali y Pachitea. Probablemente cubrió también partes extensas del Brasil; pues el carbónico de la región inferior del río Amazonas se desarrolla con mucha similitud al peruano (KATZER: Geologie des unteren Amazonasgebietes, Leipzig 1903). También se compone allí de un piso inferior, esencialmente arenoso, que hasta la fecha apenas si ha suministrado fósiles determinables, y de otro superior compuesto de calizas. Los más de los fósiles hallados en el Perú, encuéntranse también en este piso; e igualmente las calizas están ligadas a rocas efusivas ácidas y básicas.

Hacia el Sud el mar se extendió por lo menos hasta la región situada entre Potosí y Cochabamba; pero no parece seguro todavía, si los depósitos marinos de la Argentina y Chile setentrionales son del carbónico superior o del pérmico. Hacia el Norte, seguramente que tuvo conexión con el mar del carbónico superior de América del Norte y del Centro, porque se ha constatado un hallazgo intermediario cerca de Bogotá, en Colombia.

Para grandes partes de Sud-América, especialmente para la Cordillera del Perú, la época carbónica significa un período prolongado de hundimiento, que permitió al mar transgredir sobre un continente preexistente. En general, el hundimiento fué balanceado por un relleno de sedimentos, de modo que el mar guardaba siempre su carácter de aguas poco profundas. Por eso también los sedimentos poseen en general los caracteres de las rocas detríticas, en parte muy gruesas, junto con calizas generalmente impuras, a menudo dolomíticas, que conservan una monótona fauna de braquiópodos, moluscos, corales, briozoos y fusulinas. Parece que no tuvo lugar la formación de bancos o arrecifes cerrados de corales; pero en cambio las erupciones volcánicas de rocas ácidas y básicas de vasta extensión, originaron mantos de tobas entre los sedimentos marinos. No se puede constatar con seguridad si estas estuvieron relacionadas con intrusiones de rocas profundas; pero han podido pertenecer a este período las inyecciones de rocas profundas alcálinas y pórfidos (sienitas de nefelina) del río Sangabán, al Noreste del lago Titicaca (Douglas 1920) (lámina I), porque penetran solamente entre pizarras del paleozoico inferior, esencialmente silúricas, y apenas si genéticamente pueden relacionarse a los granitos más modernos calco-alcalinos de la vecina Cordillera Oriental.

Las condiciones climatéricas estuvieron caracterizadas por la vegetación que produjo los carbones, de donde podemos deducir que eran cálidas y húmedas durante su fase más antigua predominantemente continental. Igual cosa expresa la fauna marina, durante el verdadero carbónico superior.

Los depósitos de yeso, en parte, muy potentes y colocados entre sedimentos marinos normales del carbónico superior, comprueban en cambio que hubo — si bien sólo de paso — condiciones áridas, bajo las cuales el mar pudo desecarse; pero en

pequeña escala, pues la formación de depósitos de sal no tuvo gran amplitud.

El mar carbónico de la Cordillera, tuvo también aparente conexión inmediata hacia el Este con un mar extenso que cubrió grandes partes de los países bajos brasileros; y hacia el Norte o Noroeste, tuvo probablemente conexión con los mares carbónicos de América Central y más allá, con aquellos de Norte-América.

E. Formación triásica.

Literatura: Broggi 1920. Diener 1915. Hasemann 1912. Jaworski 1922. Mc. Laughlin 1924. Lissón 1911, 1911a, 1913, 1924. Mojsisovics 1886. Steinmann 1909, 1909a. Teller 1886.

Subdivisión del Triásico:

Piso Retiano Piso Noriano Piso Carniano	**Keuper** (Triásico superior)
Piso Ladiniano Piso Anisiano	**Muschelkalk** (Triásico medio)
Piso Escythiano	**Buntsandstein** (Triásico inferior)

Hasta la fecha, son pocos los lugares de la Cordillera en que se ha reconocido la formación triásica, pero probablemente tiene mayor importancia de lo que parece.

Esta formación tiene dos diferentes grupos de rocas:

a) Areniscas micáceas de grano fino y mediano; arcillas pizarrosas y arenosas de color gris y pardo, que contienen restos reconocibles de plantas; y, ocasionalmente, delgadas capas de carbón. Esta formación es aparentemente continental de los tiempos eotriásicos; y, al parecer, sigue en concordancia sobre los sedimentos del carbónico superior. El espesor de este complejo, llega seguramente a varios centenares de metros; pero por escasez de fósiles característicos no se ha podido determinar la edad de una parte de esta serie, que bien puede pertenecer al

carbónico o al pérmico. En el mapa geológico, estos estratos fueron coloreados con la tinta del carbónico.

He estudiado estas rocas en el tramo comprendido entre el portachuelo de Chuntos, al Noroeste de Chancha, cerca de Tarma, y Palcamayo (G. 10), donde en las areniscas impregnadas por el cobre de la mina Ollanta, se encuentran moldes de una *Voltzia*, en un estado de conservación aceptable. Ellos se dejan comparar bastante bien con *Voltzia Recubariensis* Mass. (fig. 54), conocida en el Muschelkalk inferior de los Alpes. Son características sus ramas relativamente gruesas y sus hojas anchas y cortas, con nervadura bien visible a menudo. Si bien la *Voltzia* se halla ya aislada en el Pérmico, podemos aceptar que estas areniscas son con más probabilidad triásicas.

Fig. 54.
Voltzia cf. *Recubariensis* Mass.
Triásico inferior. Mina Ollanta en las alturas de Palcamayo, cerca de Tarma.

Rocas parecidas, por ejemplo, areniscas rojizas y parduzcas, y arcillas pizarrosas con capas delgadas de carbón, alcanzan mayor extensión en el curso superior del Huayaga, entre La Quinua y San Rafael, (al Sud de San Rafael y al Sud de Ambo — F. 9); pero allí tampoco se ha encontrado fósiles. También Broggi (1920) ha mencionado semejantes rocas de ahí, pero queda todavía en duda si estas rocas pertenecen al triásico, o si corresponden a las pizarras quebradizas parecidas que, entre Huánuco y el Marañón, forman el piso de la caliza carbónica. En este caso pertenecerían a esta formación.

Como no se conocen todavía en Sudamérica los depósitos marinos del triásico inferior y medio, parece pues que durante esas épocas se extendió un continente por todos estos lugares. Las areniscas con plantas y carbón del Perú, son evidentemente de orígen continental, habiendo sido llevadas a regiones bajas por medio de inundaciones.

b) Calizas y margas de color negro, azulado obscuro o gris pálido, con fósiles marinos — **Triásico superior.**

1. Caliza del Cerro de Pasco (Caliza de Uliachí). En la vecindad del Cerro de Pasco (F. 9), por ejemplo en el cerro Uliachí, en el cerro Pariajirca y además en el cerro de San Juan, como en el camino del Cerro de Pasco a la Quinua, se encuentra un sistema de algunos centenares de metros de espesor de calizas obscuras, negro azuladas (grises-pálidas en descomposición) y margas negras, con evidente contenido de betún. Los estratos inferiores se componen de una caliza groseramente estratificada, que contiene capas delgadas de marga; pero los estratos superiores, que son mucho más potentes, contienen abundantes estratificaciones margosas y llevan concreciones frecuentes de sílice. También alternan aquí, varias veces, calizas amarillentas, algo dolomíticas, de color gris-azulado. Los fósiles se destacan por su color blanco sobre la roca negra.

En la cercanía más inmediata del Cerro de Pasco, las calizas están silicificadas y este fenómeno está en conexión con el proceso de la formación de los minerales metalíferos; también, se encuentran, en parte profundamente alteradas en una roca silícea muy densa, la que a pesar de todo puede reconocerse, como pasa en el cerro Jaujaipata, en donde se deja advertir su estratificación originaria.

El perfil del cerro Uliachí, abarca los estratos siguientes:

Suprayacente: En la parte occidental, hay un conglomerado compuesto de rodados de caliza — y entre ellos se encuentra también unos cuantos de caliza triásica — en discordancia sobre la caliza triásica o sobre rocas más antiguas. Este conglomerado es eogénico continental („Conglomerado de Shuco" de la formación de Rimac p. 183).

mas de 200 m	Serie alternante de caliza amarillenta compacta algo dolomítica, de caliza obscura, bituminosa gruesa y también de margas (no investigada en detalle),
mas o menos 20 m	Caliza amarillenta con concreciones silíceas, aisladas,
„ 30 m	Caliza obscura con gastrópodos y Myophorias aisladas,

mas o menos 20 m Caliza amarillenta,
„ 10 m Caliza obscura con concreciones silíceas,
„ 40 m Caliza obscura, gruesa, con muchas Myophorias; los gastrópodos son raros,
„ 25 m Caliza amarillenta.

Infrayacente: Conglomerado de grano fino con rodados de sílice y más abajo, pizarras y areniscas pizarrosas con restos de plantas, al aparecer en concordancia bajo la caliza (¿ Carbónico ? ¿ Triásico ?).

Los fósiles salen casi siempre muy incompletos como resultado de la descomposición de la caliza dura, siendo muy laboriosa su separación y preparación. Los más frecuentes son Myophorias, ricamente ornamentadas, que por su tamaño considerable, sus dientes surcados y costillas con nudos, produjeron al recogerlos la impresión de ser trigonias del cretácico, razón por la cual consideré las calizas como pertenecientes al cretácico (STEINMANN 1904), como en su tiempo lo hizo también RAIMONDI. Más tarde constaté la edad triásica (STEINMANN 1909a). La fauna fué descrita por LISSÓN (1911a) y JAWORSKI (1922), y está compuesta exclusivamente por lamelibranquios y gastrópodos. Las más frecuentes son Myophorias, que se pueden atribuir con igual justificación a Trigonias.

Myophoria Jaworskii STEINM. (fig. 55 A, B). (= *Myophoria* ex. aff. *vestitae* JAWORSKI, 1922, 124, t. 5, fig. 5—7.). Esta especie, antes mal conocida, alcanza un ancho de 45 mm y una altura de 35 mm. Las márgenes anterior, inferior y posterior forman un arco completo, del cual solo el área se destaca algo por su arista. Más o menos 12 costillas radiales cubren la valva, de las cuales las anteriores se encuentran próximas entre si, mientras las posteriores son muy raras. Contrariamente a las otras, la última, muy fina, no está surcada y sirve de arista del área. La penúltima que queda delante de la arista del área, es mas débil que las precedentes y no empieza sino más abajo. En el lado anterior, débilmente cóncavo, se observa hasta 10 costillas trasversales cortas (B). El área tiene un débil surco central y su margen superior indica un reforzamiento nudoso de las estrías de crecimiento. Los dientes

del cierre están surcados como los de las *trigonias*. El ápice (umbo) está débilmente encorvado hacia adelante.

Encuéntrase, con bastante frecuencia, en la caliza del cerro Uliachí.

Myophoria pascoensis STEINM. (fig. 56) (= *Myophoria* cf. *decussata* GOLDF. JAWORSKI, 1922, 125, t. 5, fig. 8 y fig. 1).

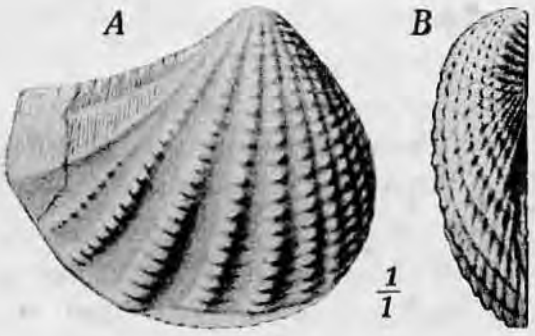


Fig. 55.
Myophoria Jaworskii STEINM.
Triásico superior. Piso carniano. Cerro Uliachí, cerca del Cerro de Pasco. *A* valva derecha por fuera. *B* de lado anterior.

Fig. 56.
Myophoria pascoensis STEINM.
Triásico superior. Piso carniano. Cerro Uliachí, cerca del Cerro de Pasco. Parte anterior de la valva izquierda.

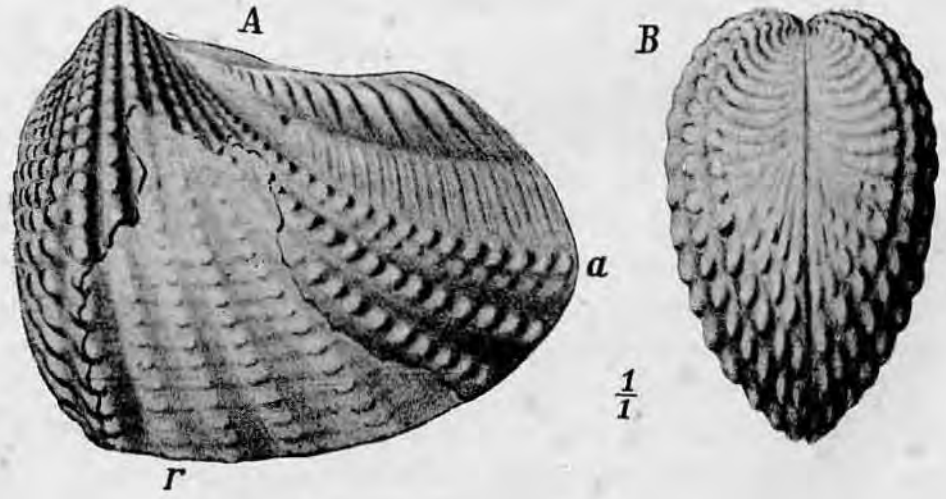


Fig. 57.
Myophoria Lissóni STEINM.
Triásico superior. Piso carniano. Cerro Uliachí, cerca del Cerro de Pasco. *A* valva izquierda por fuera: *r* costillas radiales, *a* arista del área. *B* ejemplar cerrado del lado anterior.

La forma total como el adorno del área son desconocidos, pero debe de ser la de un triángulo corto.

Un área anterior relativamente ancha, está cubierta solamente por costillas transversales muy túpidas y cruzadas por estrías de crecimiento. En seguida comienzan costillas radiales finas, muy túpidas, que se hinchan en los puntos de cruce con las costillas transversales, formando nudos débiles, que producen una escultura regular de reja. Esta especie es semejante a la *M. decussata*, propagada en el piso carniano de los Alpes.

No es rara en el cerro Uliachí.

Myophoria Lissoni Steinm. (fig. 57 A, B), tiene valva casi rectangular en su contorno y estrechada hacia atrás, con la forma casi exacta de la *Trigonia navis* del jurásico. Area anterior, decididamente cóncava cerca del ápice. Las partes superior y anterior están cubiertas de costillas transversales, contínuas, túpidas y fuertemente encorvadas cerca del ápice. En la parte superior, las costillas están indistintamente crenuladas y en su parte inferior gibosas. Sobre la parte exterior del plano anterior pasan (incluyendo la arista marginal) 3 costillas radiales, fuertes, con nudos gruesos al principio; y más abajo se agregan otras dos más débiles, separadas por surcos hondos. Sus nudos son redondeados cerca del ápice y más abajo se ensanchan transversalmente. Sobre el plano medio (A) corren 7 costillas, de las cuales la anterior o arista marginal (r) es la más fuerte y la posterior o arista del área (a) es la más débil y doblada. El área es ancha; en su parte interior, está cubierta por débiles y numerosas estrías de crecimiento, y en su parte exterior por menos estrías que engruesan hacia arriba. El escudo no fué observado con certeza. Los ápices no se encorvan hacia adelante, razón por la cual se podría colocar también esta especie, con la misma justificación, en el grupo de las trigonias.

Rara vez se le encuentra en el cerro Uliachí y es notable por su semejanza con la *Trigonia navis* del jurásico.

Phaenodesmia peruana Jaw. (fig. 58 A, B), es una pequeña Nuculidea, redondeada por delante y puntiaguda por detrás.

Anodontophora cf. *edmondiformis* TRECHM.
Trachynerita evoluta JAW.
? *Pseudoscalites subarmatus* JAW.
Katosira sp. y *Katosira* ex. aff. *fragilis* KOK.
Omphaloptycha ex. aff. *Aldrovandii* STOP.
Coelostylina sp.

Esta fauna es pobre y no permite todavía una determinación exacta de la edad, pero las calizas pertenecen con seguridad al triásico superior, y probablemente corresponden al piso carniano;

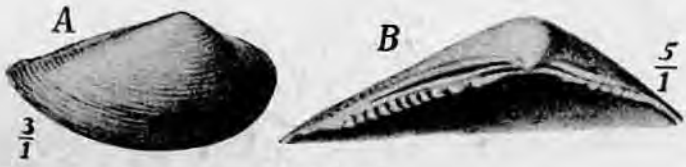


Fig. 58.
Phaenodesmia peruana JAW.
Triásico superior: Piso noriano. Huaira, valle de Chinchao, al NE de Huánuco. *A* valva derecha por fuera, *B* cierre de la valva izquierda.

y digo probablemente, porque la ausencia de fósiles característicos imipide asegurarlo. En cambio el piso más moderno, el Noriano, está determinado por fósiles característicos, como por ejemplo, *Pseudomonotis ochotica*, forma que está muy distribuída.

2. Calizas más modernas situadas en la parte setentrional del Perú. En varios sitios del Norte del Perú, especialmente en el valle de Utcubamba, en el valle de Chinchao, al Oeste de Huánuco y también como rodados cerca del Cerro de Pasco y de Junín, existen calizas pertenecientes a un horizonte más moderno que las del cerro Uliachí. Por la amplia distribución del fósil característico, *Pseudomonotis ochotica* (fig. 60), se las denomina «calizas con *Pseudomonotis*».

Por ahora, su mayor extensión, se ha reconocido en el valle del Utcubamba (E. 5), que corre desde Leimebamba hasta Chachapoyas, y está compuesto esencialmente de calizas triásicas, aunque también existen calizas liásicas en menor escala. Las calizas triásicas forman aquí una serie monótona de capas

con un espesor de varios centenares de metros, y con colores grises y negruzcos, que cuando las rocas se descomponen, se tornan en grises-amarillentos. Tienen fractura astillosa y en toda esta serie, las margas juegan un papel secundario.

Cerca de Yulli, al Sudoeste de Leimebamba, reposan sobre calizas carbónicas. En su techo y cerca de Chillo, están cubiertas probablemente por areniscas rojas que forman la base del liásico.

Fig. 59.
A Omphaloptycha rhenana Kok.
Rodado de Triásico superior.
Junín, al S del Cerro de Pasco.
B Pseudoscalithes subarmatus
Triásico superior: Piso noriano.
Suta, Valle de Utcubamba.

A pesar del espesor de las calizas triásicas, sólo algunas capas contienen fósiles. El más abundante es *Pseudomonotis ochotica* Keys. (fig. 60 A, B), bivalva, de valvas delgadas, con numerosas costillas radiales y con estrías de crecimiento finas y concéntricas. Estas conchas se encuentran acumuladas en gran cantidad en ciertos estratos, excluyendo casi siempre todos los demás fósiles.

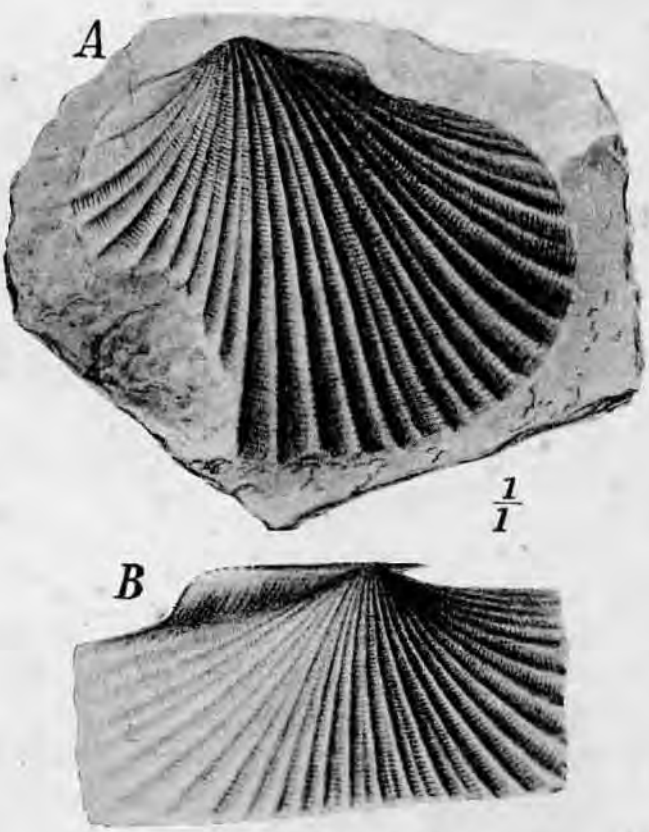


Fig. 60. *Pseudomonotis ochotica* Keys. sp.
Triásico superior: Piso noriano. Valle de Utcubamba.
A valva izquierda. *B* valva derecha.

En el salto de Suta, 30—40 metros más abajo de la capa con *Pseudomonotis*, se halla un estrato de caliza compacta, gris, que contienenu merosos fósiles generalmente pequeños y silicificados,

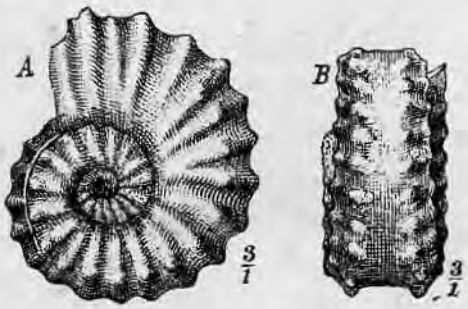


Fig. 61.
Nevadites Lissóni Jaw.
Triásico superior: Piso noriano. Suta, Valle de Utcubamba. Perú setentrional. *A* valva de lado. *B* valva del lado externo.

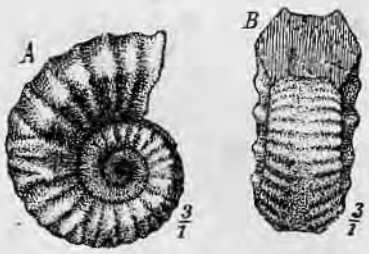


Fig. 62.
Nevadites sutanensis Jaw.
Triásico superior: Piso noriano. Suta, Valle de Utcubamba. Perú setentrional. *A* valva de lado. *B* valva del lado externo.

Fig. 63.
Anolcites Dieneri Jaw.
Triásico superior: Piso noriano. Suta, Valle de Utcubamba. Perú setentrional. *A*, *B* valva de un ejemplar con costillas débiles de lado y de frente. *C*, *D* valva de un ejemplar con costillas fuertes y nudosas de lado y de frente.

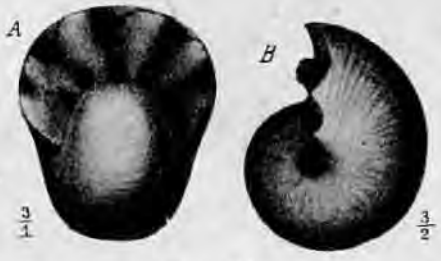


Fig. 64.
Sagenites aff. *quinquepunctatus* Mojs.
Triásico superior: Piso noriano. Suta, Valle de Utcubamba, Perú setentrional. Valvas jóvenes lisas. *A* valva, de frente, *B* de lado.

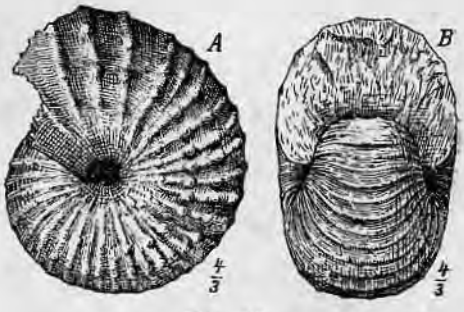


Fig. 65.
Sagenites aff. *quinquepunctatus* Mojs.
Triásico superior: Piso noriano. Suta, Valle de Utcubamba. Perú setentrional. *A* valva, de lado, *B* de frente.

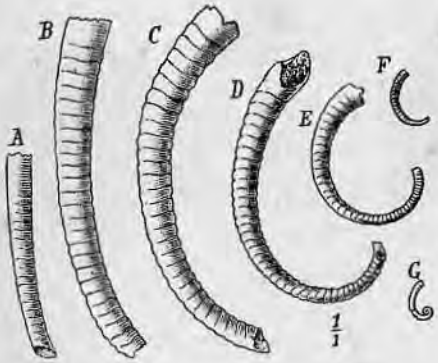


Fig. 66. *Rhabdoceras curvatum* Jaw.
Piso noriano. Suta, Valle de Utcubamba. Perú setentrional. *A*—*F* fragmentos de la valva con encorvadura diferente. *G* principio de la valva con espiral cerrado.

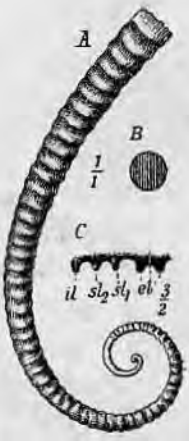


Fig. 67.
Lo mismo que Fig 66. y del mismo sitio. *A* reconstrucción de la valva entera. *B* corte transversal de la misma. *C* linea de lóbulos: *e* lóbulo exterior, *il* lóbulo interior, sl_1 primer lóbulo lateral, sl_2 segundo lóbulo lateral.

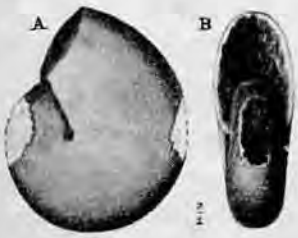


Fig. 68.
Placites cf. *Sakuntala* Mojs.
Triásico superior. Piso noriano. Suta, Valle de Utcubamba. Perú setentional. *A* de lado. *B* de frente.

que se pueden sacar con el auxilio de ácido clorhídrico. Entre ellos tienen importancia especial los amonites cuyas especies más frecuentes son las siguientes:

Nevadites Lissoni Jaw. (fig. 61 A, B) y *Nevadites sutanensis* Jaw. (fig. 62 A, B), ambas especies llevan una cinta lisa en su borde externo.

Anolcites Dieneri Jaw. (fig. 63 A—D), con algunas costillas secundarias entre las costillas primarias más fuertes.

Sagenites aff. *quinquepunctatus* Mojs. (fig. 64, 65 A, B). Conchas muy pequeñas, globulosas, lisas en la juventud (fig. 64) y ornamentadas en la vejez (fig. 65).

Rhabdoceras curvatum Jaw. (fig. 66 A—F, fig. 67 A—C), concha enrollada solo en los primeros tiempos de su juventud y encorvada más tarde como un cuerno. Tiene costillas transversales.

Más raros son: *Placites* cf. *Sakuntala* Mojs. (fig. 68 A, B), *Monophyllites* sp., *Arcestes* sp., y *Metasibirites annulosus* Mojs. (esta última especie se ha encontrado junto con *Pseudomonotis*)

Fig. 69.
Myophoria paucicostata Jaw.
Triásico superior: Piso noriano. Huaira, valle de Chinchao, departamento de Huánuco. *A* y *C* valva izquierda de lado, *B* por adelante. *D* valva derecha. *E* cierre de dientes surcados de la valva izquierda.

De gastrópodos, hay con frecuencia: *Pseudoscalites subarmatus* Jaw. (fig. 59 B), más raras veces *Eucycloscala exigua* Healy y de los escafópodos: *Dentalium* cf. *undulatum* Muenst., formando tubos lisos, débilmente encorvados. Hay además, unos raros lamelibranquios, como *Nucula* aff. *carantana* Bittn., *Leda* aff. *sulcelleta* Muenst., *Cardita* cf. *singularis Healy*. Cerca de Yulli, las calizas con *Pseudomonotis*, contienen *Placunopsis* cf. *Napengensis* Healy y *Pecten* sp.

Huaira. En el valle de Chinchao, que al Noreste de Huánuco conduce al rio Huayaga (G. 8), afloran sobre esquistos cristalinos antiguos, no muy abajo de Huaira, unas calizas potentes, bien estratificadas, obscuras y con concreciones silíceas, las cuales, aguas abajo, están cubiertas por dolomias. En las calizas se encuentran acumulaciones de *Pseudomonotis ochotica*; y en estado silíceo:

Myophoria paucicostata Jaw. (fig. 69 A—E), que es un bivalvo chico con pocas costillas nudosas, y

Phaenodesmia peruana Jaw. (fig. 58 A, B), bivalvo muy frecuente, chico, con la parte posterior puntiaguda, de la familia de los Nuculideos.

Más rara vez se hallan también: *Astarte Incae* Jaw., *Unicardium* sp., *Cardium Heberti* Terq. y *Promathildia Bittneri* Bittn.

Conglomerado del cerro Uliachí, cerca del Cerro de Pasco. En el cerro de Uliachí las calizas triásicas están cubiertas, en discordancia, por un conglomerado más moderno perteneciente al terciario eogénico. Entre los rodados que lo componen, se encuen-

tran, ocasionalmente, pedazos de una caliza negra con fósiles silicificados que tienen mucha semejanza con la fauna de Huaira. En parte son las mismas especies que se encuentran allá, como *Phaenodesmia peruana* JAW. (fig. 58), *Myophoria paucicostata* JAW. (fig. 69), *Astarte Incae* JAW., *Cardium Heberti* TERQ.; y además otras formas, tales como *Eucyclus pacificus* JAW., *Dentalium* cf. *undulatum* MUENST., *Isodonta neotropica* JAW., *Physocardia* sp., *Macrodon juttensis* BITTN., *Leda oxyrrhyncha* JAW., *Pecten* cf. *inconspicuus* BITTN., con restos mal conservados de miembros de tallo de crinoideos y de espinas de equinoideos.

Conteniendo estos tres lugares la misma fauna esencial, puede atribuírseles la misma edad. Ella queda además determinada como noriana, fundándose en la presencia de *Pseudomonotis ochotica* y *Rhabdoceras curvatum*. La primera especie tiene una propagación vasta, especialmente en la región circumpacífica y la segunda se encuentra en el piso noriano de los Alpes.

En la región de Junín, se halló un rodado calcáreo que contenía los siguientes fósiles silicificados: *Avicula Di-Stefanoi* JAW., *Gervilleia*(?) *quadricostata* JAW., *Neritaria neritina* MUENST., *Omphaloptycha rhenana* KOK. (fig. 59 A), *Promathildia* aff. *Ammoni* WÖHRM. Estas pocas formas no permiten una determinación muy exacta, pero las capas de donde provienen, deben de tener, probablemente la edad carniana, como la caliza con *Myophoria* del cerro Uliachí.

Si bien es cierto, hasta ahora, que los sedimentos marinos del triásico sólo aparecen en pocos lugares, probablemente su extensión es mucho mayor de lo que se ve por el momento. Así, es de suponer que pertenezcan al triásico los paquetes de calizas puras que se encuentran entre el carbónico y el liásico fosilífero, y no una sino varias veces. Generalmente los fósiles aparecen en pocos estratos; y tratándose de calizas que tienen gran espesor, se hace por lo tanto difícil comprobar su edad triásica.

Hasta la fecha, todos los hallazgos del triásico marino se limitan únicamente a la parte setentrional de la cordillera del Perú, y al Este del divortium aquarum interoceánico. En la faja pacífica de la sierra del Perú, no se ha encontrado todavía ningún vestigio.

Fuera del Perú, se conocen pocos lugares del continente donde se presente el triásico marino, como en algunos sitios de la falda pacífica de la cordillera central de Chile y de la falda atlántica en la Argentina, que pertenecen, como los del Perú, al triásico superior (piso Carniano y piso Noriano). Parece que faltan por completo en Sud-América los sedimentos marinos fosilíferos del piso Retiano, o sea del piso más alto del triásico. Igualmente, parece que durante la época del Buntsandstein (piso Escythiano) y la del Muschelkalk (piso Anisiano), el continente sud-americano no fué cubierto por el mar; y por otra parte, a penas si se ha constatado escasamente la presencia algo dudosa de estratos continentales pertenecientes al triásico inferior o al medio. Se puede suponer por lo tanto, que sólo en la época carniana, el mar inundó la parte oriental de la región de la actual Cordillera, aparentemente bajo forma de estrecho brazo, y que esa inundación se mantuvo hasta el fin de la edad noriana en que se depositaron, casi exclusivamente, sedimentos calcáreos. Después de la época noriana, la región se convirtió en continente, sobre el cual se formaron probablemente en uno que otro paraje, areniscas rojas de poco espesor y de edad Retiana (?) Por lo demás, hasta la fecha no se ha observado un perfil exacto, que comprenda desde el triásico hasta el jurásico.

Durante la época triásica, en la cordillera del Perú no tuvieron lugar sucesos volcánicos o plutónicos; en cambio, se realizó un hundimiento continuo sobre la zona ocupada por sus sedimentos, cuyo espesor llegó así a varios centenares de metros.

Fuera de calizas y dolomias, la formación triásica no contiene materias primas aprovechables, sino se consideran los filones metalíferos que la cortaron durante la era terciaria, como sucedió en el Cerro de Pasco.

F. Formación jurásica.

Literatura: v. Buch 1839. Bravo 1906, 106—109. Douglas 1914, 1920, 1921. Dueñas 1921. Escutti Orrego 1908. Gerth 1915. Hyatt 1875. Gabb 1877. Jaworski 1913, 1913a, 1913b, 1915, 1925. Mc Laughlin 1925. Lissón 1908. 1909, 1911, 1918, 1924, 1924a. Salfeld 1911. Steinmann 1881, 1882, 1904. Welter 1913. Tilmann 1917.

No habiéndose desarrollado en forma marina el piso superior del triásico (el rético, infraliásico), en ninguna parte de Sud América,

las capas más antiguas del jurásico descansan en concordancia, bien sobre pisos inferiores del triásico (piso noriano o carniano) como ocurre en el Cerro de Pasco, o bien como en la mayoría de los casos, en discordancia sobre sedimentos mucho más viejos, probablemente carbónicos (fig. 33, pag. 37) o precámbricos.

Es verdad de que la formación jurásica tiene una distribución muy vasta en la Cordillera de Sud-América, sobre todo en Chile y Argentina, pero en la Cordillera del Perú faltan enteramente grandes partes de la formación. En general conocemos sólo depósitos del liásico inferior y ¿medio?, del dogger medio y del malm superior (véase la reseña de la subdivisión de la formación jurásica).

Reseña de la subdivisión de la formación jurásica.

Formación cretácica.					
Jurásico superior (blanco)	**Malm**	superior medio inferior	Titoniano (Portlandiano) Kimmeridgiano Oxfordiano Caloviano	superior medio inferior	**Oolítico**
Jurásico medio (pardo)	**Dogger**	superior medio inferior	Batoniano Bajociano		
Jurásico inferior (negro)	**Liásico**	superior medio inferior	Aaleniano Toarciano Domeriano Pliensbachiano Lotaringiano Sinemuriano Hettangiano	**Liásico**	
Formación triásica (Rético = Infraliásico).					

a. Liásico.

El piso inferior del liásico, es el más extenso entre todas las subdivisiones de la formación, pues sus depósitos son conocidos desde la región de Ayacucho (H. 12) hasta la región de Chachapoyas (E. 5).

Las rocas de este piso se componen preferentemente de calizas monótonas, bien estratificadas, de color oscuro o pálido, entre las que se intercalan, especialmente en las partes más bajas, capas de

arcilla negra a menudo bituminosa, mientras que hacia arriba predominan calizas puras de colores muchas veces más pálidos. Faltan las areniscas y arcillas de mayor espesor, así como vestigios de material eruptivo.

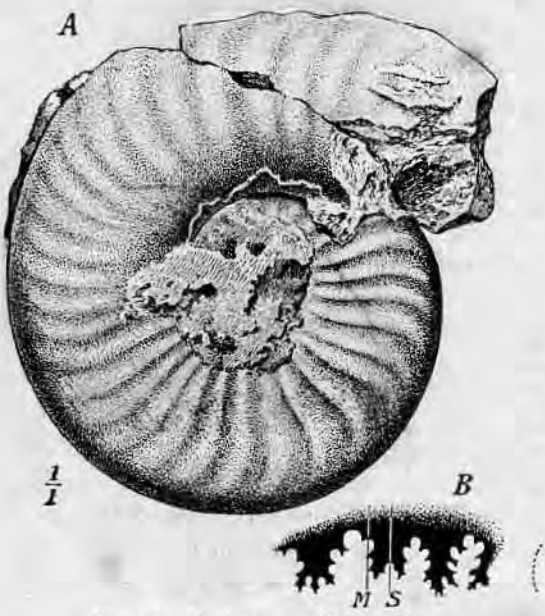


Fig. 70. *Psiloceras Reissi* Tilm.

Liásico inferior: Hettangiano. Arriba de Suta, valle de Utcubamba, NE del Perú. *A* concha, de lado. *B* sutura. La silla media (*S*) se encuentra a la derecha de la linea mediana (*M*) de la concha.

Estos caracteres pueden servir muy bien para distinguir las calizas liásicas de las del carbónico superior, con las cuales casi siempre están relacionadas rocas clásticas y eruptivas. También faltan en el liásico los colores abigarrados que generalmente caracterizan los estratos carbónicos.

1. **Hettangiano.** Las capas más bajas del liásico inferior, al parecer poco potentes, se componen, como sucede a las que siguen hacia arriba, de calizas oscuras bien estratificadas, a veces dolomíticas, y también de margas que encierran algunos fósiles característicos que faltan en las superiores. Igualmente faltan casi todos aquellos fósiles que abundan en los estratos superiores.

Hasta la fecha sólo se han encontrado fósiles en dos puntos: cerca de Chilingote, en el valle de Utcubamba (E.5) y en Pasco Viejo, cerca del Cerro de Pasco (F. 9).

Los amonites característicos de este piso, tienen un dorso redondeado —*Psiloceras*— sin costillas,

Fig. 71. *Lucina liasina* Steinm.

Liásico inferior: Hettangiano. Pasco Viejo, cerca del Cerro de Pasco. Valva derecha por fuera.

como *Ps. planorbis* que se halla en ambos lugares, o con costillas débiles como *Ps. plicatum*, *Johnstoni* y *Reissi* (fig. 70). Además se encontró en Pasco Viejo, *Lucina liasina* (fig. 71) en mayor cantidad.

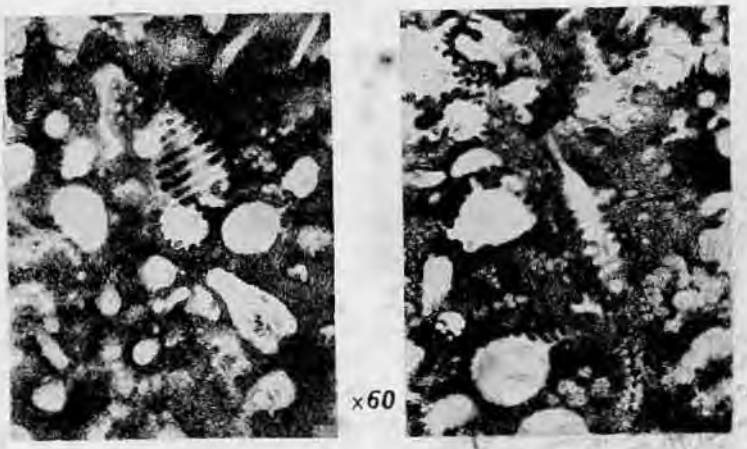


Fig. 72.
Cortes microscópicos de la caliza del liásico inferior (Sinemuriano) de Ayash, al SO de Tarma. Las manchas claras más grandes son Radiolarios, cuyo interior está rellenado con espatode cal transparente. Los cortes transversales redondos son de Sphaerides; los alargados con costillas, de Cyrtides.

En algunos sitios, el liásico parece empezar con calizas de concreciones silíceas de unos 200 m de espesor y sólo por arriba parecen hallarse los estratos con amonites del piso que sigue; es decir las capas con *Arietites*, como pasa p. e. en Palcamayo, al Norte de Tarma y en la zona de Jatunhuasi (Dueñas 1921). Queda aún en duda, con todo, el espesor preciso de estos estratos que se debe considerar en el hettangiano y en el sinemuriano.

2. **Sinemuriano.** Este piso se compone de una serie alternada de calizas oscuras y de capas de arcilla. Las calizas se explotan para lajas; p. e., en Ayash al SO de Tarma (G. 10). Estos sedimentos contienen con regularidad un poco de petróleo y a veces lechos delgados de asfaltita y pequeñas cantidades de vanadio. Casi en todas partes están repletas de fósiles de dimensiones microscópicas, visibles a simple vista bajo forma de gránulos pequeños que aparecen en el corte microscópico como manchas pálidas, resultando ser radiolarios (fig. 72). La estructura característica de reja, sólo raras

veces se ha conservado; pero en cambio los contornos redondos son fácilmente reconocibles como Sphaerides, especialmente *Cenosphaera* y los conoides hasta cilíndricos como Cyrtides (*Lithocampe*) (fig. 72). Hasta ahora solo en el liásico inferior, se conocen radiolarios fósiles dentro de la Cordillera del Perú, razón por la cual resultan ser fósiles característicos.

La fauna macroscópica de estos estratos, se distingue por su mayor variación. Fuera de aisladas escamas de peces, son muy abundantes los amonites que a menudo cubren las superficies de las capas en gran número, y que casi siempre son aplastados. Predomina mucho el género

Fig. 73.
Arietites ceratitoides Qu.
Liásico inferior: Capas con *Arietites*.
El Tingo, valle de Utcubamba.
NE del Perú. Concha, de lado.

Arietites, con conchas de ombligo ancho y costillas regulares, sencillas y gruesas y en el lado externo una quilla con dos surcos. Existen unas 10 especies, generalmente difíciles de distinguir, de las que mencionamos *A. ceratoides* (fig. 73).

Se puede llamar a este piso «estratos con Arietites», a causa de la abundancia de este género.

Muy fácilmente se distinguen las conchas de *Schlotheimia cf. angustisulcata* Gey. (fig. 74), de ombligo estrecho y con numerosas costillas muy finas.

Las conchas bien lisas, pertenecen a *Phylloceras glaberrimum* Neum.

No son raros en el valle de Utcubamba, los representantes de los **Belemnites,** correspondientes al género *Atractites*, reconocibles por su concha maciza conoide, hasta cilíndrica (fig. 75).

Hay todavía algunas conchas de otros grupos de animales, entre las que abundan *Pecten peruanus* Tilm. de concha delgada y finamente estriada.

3. **Calizas silíceas** (= Lotaringiano + [¿] liásico medio [?]). Descansa sobre los estratos con Arietites, un sistema de varios centenares de metros de espesor de calizas bien estratificadas casi

Fig. 74.
Schlotheimia cf. *angustisulcata* Geyer. Liásico inferior: Arriba de Suta, valle de Utcubamba, NE del Perú. Concha, de lado.

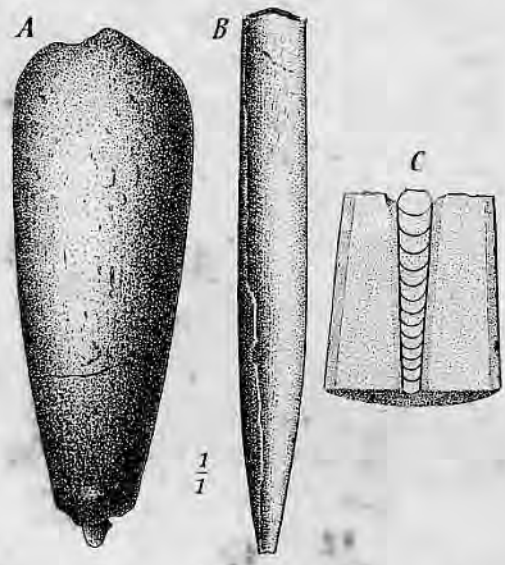


Fig. 75.
Atractites. Liásico inferior: Capas con Arietites. Valle de Utcubamba, NE del Perú. A *A.* sp. Confín inferior de un rostro grueso. B *A.* cf. *liasicus* Gue. C *A.* cf. *orthoceropsis* Menegh. Confín superior del rostro con fragmocón visible; corte longitudinal.

puras y generalmente de color pálido aunque también oscuro. Se intercalan sólo de un modo muy insignificante capas arcillosas, a veces glauconíticas y las calizas tienen por excepción un poco de arena fina; pero en cambio, es característica su riqueza en sílice, pues se hallan concreciones de piedra de fuego (pftanita) y los fósiles se hallan a menudo silicificados en forma que muchas veces es posible sacarlos por el ácido en un estado espléndido de conservación.

Tal vez estas calizas contienen todavía la parte más alta del sinemuriano, y muy probablemente sus estratos superiores, hasta pertenecen a las partes inferiores del liásico medio; pero encontrándose sólo muy ocasionalmente los amonites característicos necesarios para hacer la separación de estos tres pisos y no existiendo todavía un estudio exacto de perfiles, no es posible todavía subdividirlo. Por esta razón las juntamos bajo la denominación genérica de «calizas silíceas».

Estas potentes calizas desempeñan papel muy importante, sobre todo en la parte central de la Cordillera; y se destacan

claramente de las rocas más antiguas generalmente oscuras, por sus colores blanquecinos y amarillentos.

La fauna es en parte muy rica; pero como generalmente no existe, las calizas pueden reconocerse por su contenido en sílice.

Amonites se encuentran sólo de ocasión. Aisladamente hay todavía representantes del género Arietites, además de algunas otras formas características de este piso como: *Echioceras* cf. *raricostatum* d'Orb. y *Microderceras* cf. *planicosta* Sow. (fig. 76); mientras que *Platypleuroceras brevispina*, que también se halla, pertenece en Europa al liásico medio.

Fig. 76.
Microderoceras cf. *planicosta* Sow.
Liásico inferior: Lotaringiano. Alrededores de Huancavelica.

Los gastrópodos son generalmente pequeños. Entre ellos *Katosira* cf. *undulata* Benz y *Euconactaeon concavus* Desl., indican también el liásico medio.

Entre los **lamelibranquios**, sobresalen los representantes de los *Pectenidae*, especialmente dos formas frecuentes también en las Cordilleras de la Argentina y Chile y que sorprenden por el grosor de sus conchas.

Vola alata v. Buch (fig. 77) cuya concha alcanza el tamaño hasta de una mano, tiene la valva inferior muy abovedada y cubierta por costillas truncadas y la superior cóncava cubierta por costillas agudas (C). Tiene también orejas grandes en ambos lados y en otras partes aparece también en estratos superiores del liásico.

Pecten Pradoanus Vern. y Col. (fig. 78), más chico, tiene costillas agudas en ambas valvas y la superior (C) es poco convexa. Llega también hasta el liásico medio.

La *Gryphaea Darwini* Forbes (fig. 79, 80), frecuente en el liásico inferior de la Argentina y Chile, solamente se ha encontrado hasta ahora en el Perú en fragmentos poco característicos cerca de Ucayapa, al Oeste de Tarma. Su concha es muy gruesa y su valva abovedada inferior es fija (fig.79) durante la juventud y la superior es poco convexa (fig. 80A).

Aparte de los lamelibranquios, los **braquiópodos** son de mucha importancia, especialmente los representantes de los géneros *Terebratula*, *Rhynchonella* y *Spiriferina*.

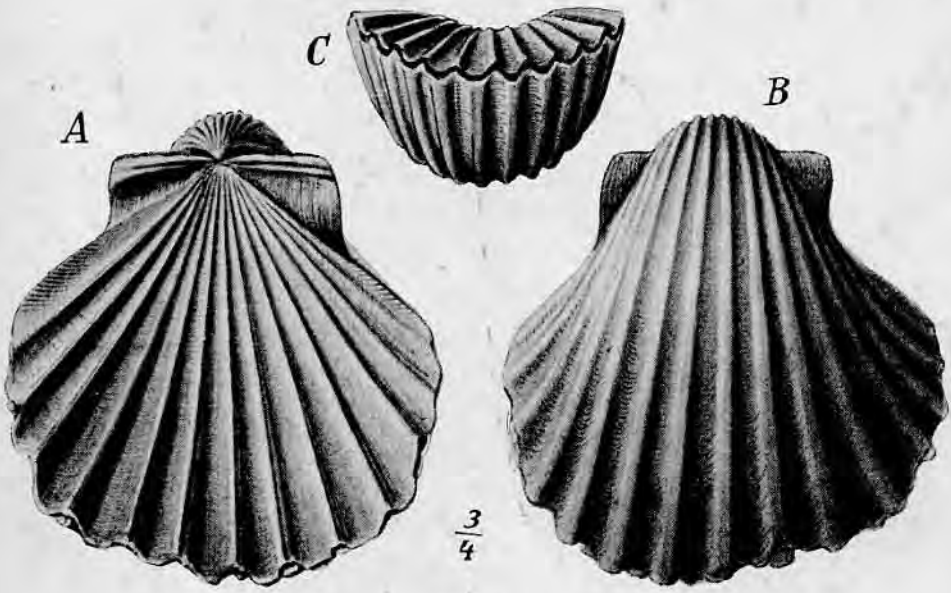


Fig. 77.
Vola alata v. Buch.
Liásico inferior. Chunumayo, departamento de Huancavelica. *A* valva superior, *B* valva inferior, *C* margen frontal. Las figuras se han compuesto a base de varios fragmentos.

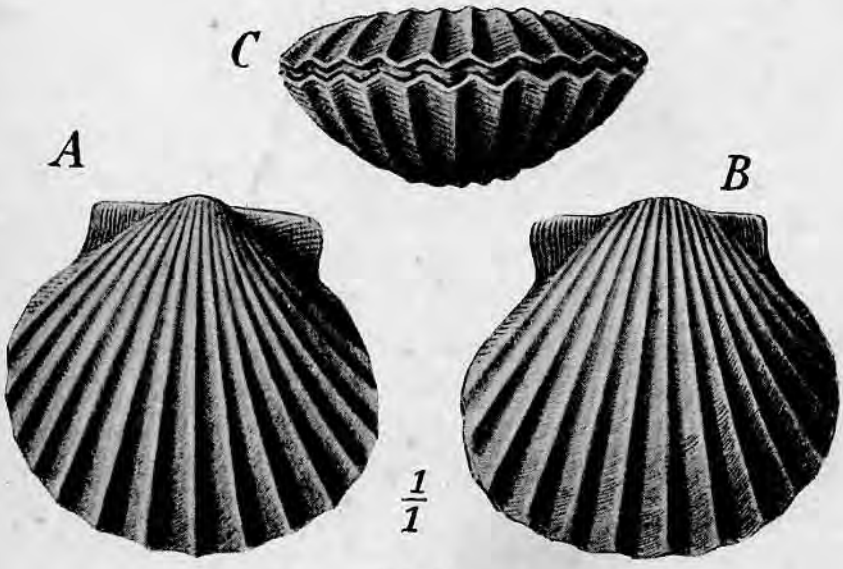


Fig. 78.
Pecten Pradoanus Vern. & Col.
Liásico inferior. Chunumayo, departamento de Huancavelica. *A* valva superior, *B* valva inferior, *C* margen frontal. Las figuras se han compuesto a base de varios fragmentos.

Terebratula (*Lobothyris*) *ovatissima* Qu. (fig. 81), sin costillas, caracterizada por un tamaño considerable y contornos regulares ovales.

Waldheimia (*Aulacothyris*) *resupinata* Sow. (fig. 82), es más chica y con una depresión en la valva pequeña, lo que hace que el margen inferior aparezca sinuoso.

Fig. 79.
Gryphaea Darwini Forbes var. *latior* Steinm.
Liásico inferior: La Ternera, Cordillera de Copiapó, Atacama. *A* valva inferior. *f* surco. *B* vértice de la valva inferior con el sitio en que está fijada.

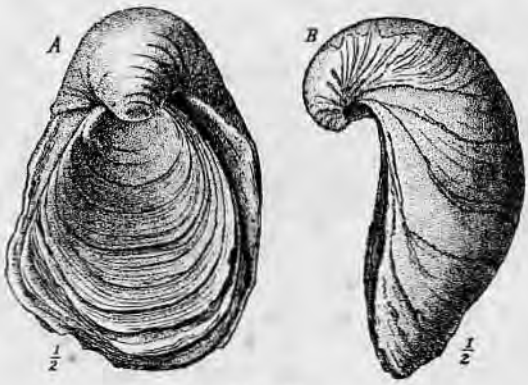


Fig. 80.
Gryphaea Darwini Forbes.
Liásico inferior. La Ternera, Cordillera de Copiapó. Atacama. *A* vista de la valva superior, *B* de lado.

Rhynchonella cf. *tetraedra* Sow. (fig. 83), concha con fuertes costillas de pliegue, tiene la valva mayor con seno profundo y pico bien puntiagudo.

Los **equinodermos** son muy raros, pero hay varios géneros de equinoideos, como p. e. *Cidaris* y *Stomechinus*. En mayor propagación aparecen los miembros de tallo de *Pentacrinus* (*Isocrinus*), que a pesar de su pequeño tamaño, son muy característicos de este piso y además fácilmente reconocibles por los planos de articulación de cinco radios, p. e.: *Pentacrinus* cf. *jurensis* Qu. (fig. 84).

Hay todavía también representantes de corales, briozoos y faretrones; y especialmente ricas en estos pequeños fósiles, se han mostrado las calizas silicificadas cuyos rodados se encuentran cerca de Ninacaca, a lo largo del ferrocarril, entre Carhuamayo y Pasco Viejo. Es de suponer que estas capas pertenezcan pues al liásico medio.

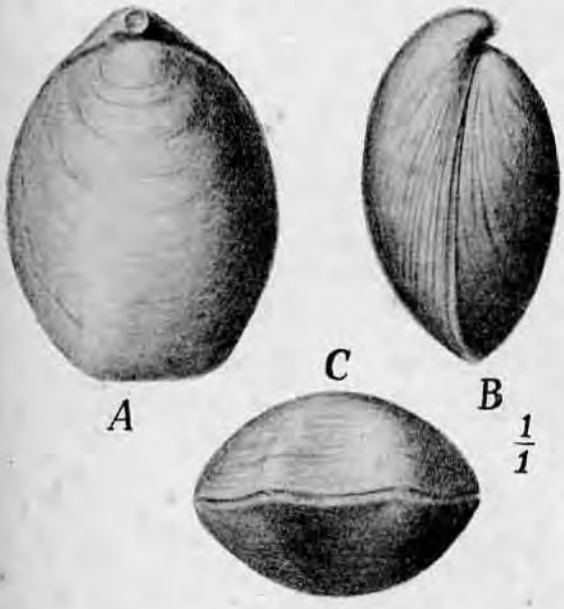


Fig. 81.
Terebratula (*Lobothyris*) *ovatissima* Qu.
Liásico inferior: Lotaringiano. Portachuelo entre Oroya y Tarma. *A* valva superior, *B* de lado y *C* margen frontal.

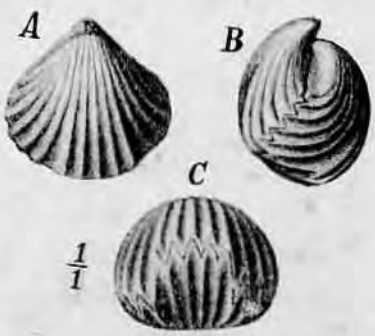


Fig. 83.
Rhynchonella cf. *tetraedra* Sow.
Liásico inferior: Lotaringiano. Yanamarca cerca de Jauja. *A* valva superior, *B* de lado y *C* margen frontal.

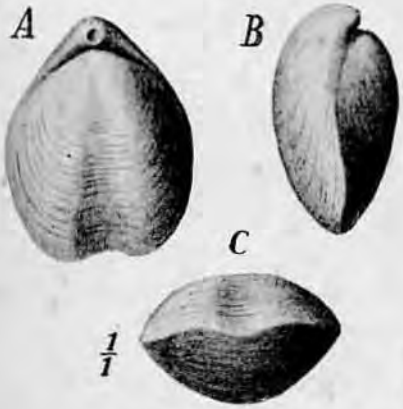


Fig. 82.
Waldheimia cf. *resupinata* Sow.
Liásico inferior, Lotaringiano. Yanamarca, cerca de Jauja. *A* valva superior, *B* de lado y *C* margen frontal.

Fig. 84.
Pentacrinus cf. *jurensis* Qu.
Liásico inferior: Lotaringiano. Ninacaca, cerca del Cerro de Pasco. *A* fragmento del tallo aumentado visto de lado y, *B* miembro del tallo visto del plano de articulación.

Si bien la fauna del liásico inferior peruano, es relativamente pobre en especies en comparación con los depósitos sincrónicos de Europa y mucho menos variada que los estratos liásicos correspondientes de la Cordillera argentino-chilena, las estrechas relaciones con las faunas liásicas europeas son muy evidentes. La gran mayoría de las especies conocidas del Perú, está representada en Europa por especies idénticas o por lo menos muy parecidas, como la mayor parte de los amonites, los atractites, los caracoles, lamelibranquios y braquiópodos etc. Por esto se destaca la conexión del mar andino con el europeo, a través del océano Atlántico, que tal vez no existía en las épocas que precedieron, pero que persistió casi ininterrumpida desde este momento hasta el fin del cretácico. Pero fuera de esto, la fauna liásica andina contiene también elementos que faltan por completo en el liásico inferior europeo, sobre todo *Vola alata*, *trigonias* y ciertos equinoideos, y tiene otros que emigraron evidentemente del mar andino hacia Europa, donde se encuentran sólo en casos aislados, como *Pecten Pradoanus* que se halla en el liásico de España.

Los depósitos más recientes del liásico en el Perú, pertenecen probablemente a los horizontes inferiores del liásico medio; pero los sedimentos que componen estas capas, no demuestran ningún indicio de una regresión del mar en esta época, por lo que es permitido sacar la conclusión de que originariamente se depositaron también estratos más modernos del liásico, lo que sucedió en las Cordilleras meridionales. Pero entonces estos estratos debieron ser denudados de nuevo, tal vez durante el dogger inferior, pues hay un vacío entre los depósitos liásicos y los próximos que siguen, y que ya pertenecen al dogger. Esta denudación, explica también porqué varía tanto el espesor del liásico. A menudo no alcanza más que algunos centenares de metros, pero en la región del Cerro de Pasco, donde tiene una vasta extensión, el espesor — según McLaughlin (1924) — llega hasta 1300 m. («calizas de Paria»). Abajo de Gollarisquisga — al NO del Cerro de Pasco, — fué cortado por el tunel de Pucará («calizas de Pucará») y su espesor varía en esa región, entre 30 y 300 m. En los alrededores de Morococha lleva el nombre de «caliza de Potosí» y en la región de Jatunhuasi el nombre de

«caliza de Condorsinga» (más bien «Condorsenca»), siendo el espesor de 700 m. También en la región de Tarma el espesor es considerable. En la parte meridional de la Cordillera, Gerth (1915) y otros constataron la formación en áreas muy extensas. En la parte setentrional de la Cordillera peruana, se la conoce solamente en la región del río Utcubamba (E. 5), donde alcanza probablemente un espesor importante. Es patente que estos afloramientos, ahora aislados, deben de haber sido depositados originariamente en un mar continuo, de lo que resulta que hubo una denudación considerable de los depósitos liásicos durante la época siguiente.

b. Dogger (Oolítico inferior = Bajociano).

Parece que los sedimentos de esta formación tienen solamente una propagación limitada en el Perú, pues sólo en pocos lugares han sido caracterizados por fósiles típicos. El afloramiento mejor conocido, es el de la hacienda de Chunumayo, provincia de Angaraes, departamento de Huancavelica (F. 11), donde Leonardo Pflücker y Rico pudo obtener grandes colecciones en los estratos del liásico inferior y del dogger. Los últimos están representados por calizas oscuras areno-arcillosas, que al descomponerse tienen un color amarillo y que contienen fósiles muchas veces bien silificados, de modo que se desprenden fácilmente por descomposición. No se tienen datos exactos sobre el espesor de estos sedimentos.

La fauna se compone de unos 35 especies, entre las que son de importancia especial los amonites, porque permiten determinar con exactidud la edad. El género *Spaeroceras* está representado por varias especies, entre las cuales se destaca el fósil característico:

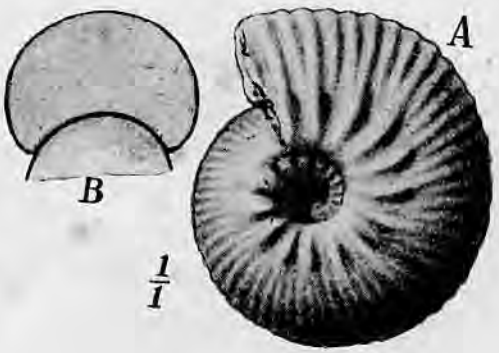


Fig. 85.
Sphaeroceras polyschides Waag.
Dogger medio, estratos de *Sphaeroc. Sauzei.* Chunumayo, dept.º de Huancavelica. *A* concha, de lado. *B* corte transversal de la vuelta.

Fig. 86.
Sonninia mesacantha WAAG.
Dogger medio: estratos de *Sphaeroc. Sauzei.* Chunumayo, dept.º de Huancavelica.

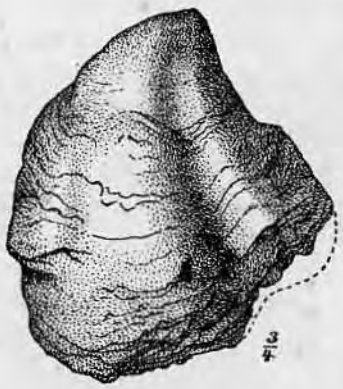


Fig. 87.
Gryphaea sublobata DESH.
Dogger medio: estratos de *Sphaeroc. Sauzei.* Chunumayo, dept.º de Huancavelica. Valva inferior.

Fig. 88.
Ostrea (*Alectryonia*) *pulligera* GOLDF.
Dogger medio: estratos de *Sphaeroc. Sauzei.* Chunumayo, dept.º de Huancavelica. Valva izquierda con área grande para adherirse.

Sphaeroceras polyschides Waag (fig. 85), parecido al fósil característico también del piso medio del oolítico inferior *Sph. Sauzei* d'Orb.

Hay además otras especies que, como sus similares en Europa, pertenecen al mismo horizonte, como *Sph. polymerum* Waag. y *Sph. multiforme* Gottsche, que caracterizan este piso en la Argentina.

Otro género importante es *Sonninia*, de conchas planas, ombligo ancho y costillas nodosas en forma de arcos como p. e.

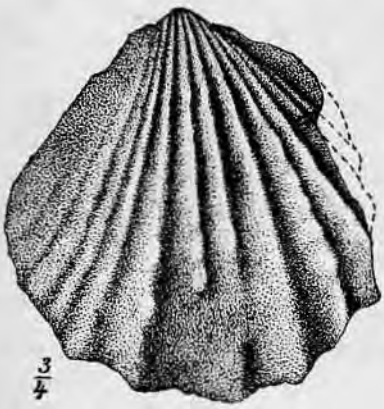


Fig. 89.
Ctenostreon Wrighti Bayle.
Dogger medio. Chunumayo, dept.º de Huancavelica. Valva izquierda.

Fig. 90.
Astarte Andium (Gottsche) Tornqu.
Dogger medio, estratos de *Sphaeroc. Sauzei*. Chunumayo, dept.º de Huancavelica. Valva derecha.

Sonninia mesacantha Waag. (fig. 86).

Son más abundantes los lamelibranquios, que en su mayoría tienen concha grande y gruesa como

Gryphaea sublobata Desh. (fig. 87), el único representante hasta ahora bien conocido en el Perú de este género tan frecuente en el jurásico.

Ostrea (*Alectryonia*) *pulligera* Gf. (fig. 88), una ostra de costillas fuertes y con gran área de fijación.

Ctenostreon Wrighti Bayle (fig. 89), una aviculida de valva gruesa con pocas costillas fuertes y nodosas.

Son muy abundantes los representantes de concha gruesa del género

Astarte, como p. e. *Astarte Andium* (Gottsche) Tornqu. (fig. 90), una especie ancha con costillas muy regularmente concéntricas.

Astarte robusta Et. var. *Pflückeri* Jaw. (fig. 91), especie grande, alta, con estrías de crecimiento irregularmente concéntricas y que es una de las formas que aparecen mucho más temprano en el jurásico de la Cordillera que en el de Europa, y

Fig. 91.
Astarte robusta Et. var. *Pflueckeri* Jaw. Dogger medio: estratos de *Sphaeroc. Sauzei*. Chunumayo, dept.º de Huancavelica. Valva izquierda.

Fig. 92.
Lucina Goliath Gottsche. Dogger medio: estratos de *Sphaeroc. Sauzei*. Chunumayo, dept.º de Huancavelica. Valva izquierda.

Lucina Goliath Gottsche (fig. 92), con concha muy grande y ancha y costillas concéntricas fuertes.

También se encuentran varias veces braquiópodos, como p. e. la considerable

Terebratula globata Sow. var. *Birdlipensis* Walk. (fig 93),

Rhynchonella subtetraedra Dav. (fig. 94), y varias otras más de este género.

Las mismas capas fueron encontradas también en otras partes del departamento de Huancavelica, como en la hacienda Yanaututo con *Sph.* (*Emileia*) *Sauzei*, y en la hacienda Ila con *Sph. Brongniarti*. De Santa Bárbara, cerca de Huancavelica, se conoce también *Stephanoceras Humphriesi* Sow., que indica quizá un piso algo más alto del dogger.

Parece que más al Norte, los depósitos del dogger faltan completamente en la Cordillera, pues los conglomerados andesíticos que observó Dueñas (1921) en la región de Jatunhuasi, al Sur de Oroya, entre el liásico y cretácico, pertenecen según McLaughlin

(1925) al terciario. En cambio, deben de existir estos depósitos en la parte más setentrional del país, especialmente entre el lago Titicaca y la costa, en mayor extensión. En el Titicaca tanto al Este de la divisoria de aguas cerca de Lagunillas, como al Oeste de ella cerca de Sumbai, asoman, según Douglas (1920), calizas

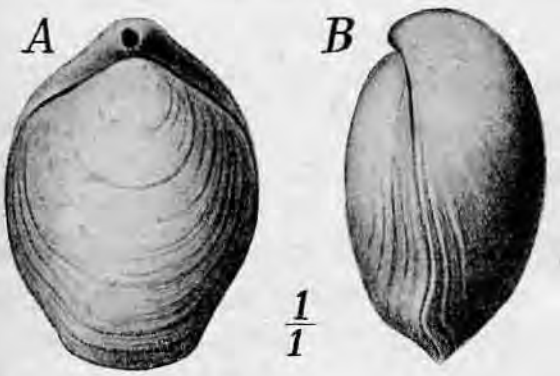


Fig. 93.
Terebratula globata Sow. var. *Birdlipensis* Walk. Dogger medio: estratos de *Sphaeroc. Sauzei*. Chunumayo, dept.º de Huancavelica. *A* valva superior, *B* de lado.

Fig. 94.
Rhynchonella subtetraëdra Dav. Dogger medio: estratos de *Sphaeroc. Sauzei*. Chunumayo, dept.º de Huancavelica. Valva superior.

oscuras en mantos gruesos con fósiles silicificados y cuarcitas pálidas con estratificación entrecruzada. Los pocos fósiles, no característicos, hallados hasta ahora en ellas, no bastan para decidir si se trata de dogger medio, superior o quizás de ambos pisos. En Sumbai se ha encontrado en estado silicificado: *Nerinea bathonica* y en Lagunillas: *Terebratula* aff. *perovalis*.

c. Caloviano.

Literatura: d'Orbigny 1842. Douglas 1914. Escutti Orega 1908. Forbes 1861. Lissón 1909, 1924. Stehn 1923.

Queda en duda todavía si este piso se encuentra o no mas adentro de las actuales fronteras del Perú, porque en la región de Arica y Tacna existen depósitos de este piso, que tienen una vasta propagación por el desierto de Atacama y hasta en la Cordillera media de la Argentina. El afloramiento más setentrional conocido con seguridad, es el Morro de Arica (M. 17), cerro de más de 150 m de altura, que ofrece según Douglas (1914) el perfil siguiente, de arriba a abajo:

a) manto de lava básica,
b) caliza impura con *Serpulites*, *Pecten*, *Modiola*, *Cidaris*?,
c) pizarras rojas,
d) varios mantos de lava con disyunción en bolas (almohadillas),
e) 50 m aproximadamente de pizarras rojas arenosas con capas y vetas de yeso,
f) más o menos 50 m de porfirita augítica con disyunción en almohadilla. Entre las almohadillas hay pizarras negras endurecidas con *Posidonomya Dalmasi* Dum. (= *P. Escuttiana* Dougl.) y *Cosmoceras* cf. *ornatum* Schloth.,
g) unos 22 m de pizarras negras y verdioscuras, hacia arriba más arenosas y con *Terebratula maxillata* Sow., *Rhynchonella* cf. *obsoleta* Sow., *Flabellothyris* sp., *Gryphaea* sp.

En las capas superiores de g): *Macrocephalites* sp., que fué primeramente reconocido como tal por Lissón (1909).

Indudablemente que "f" y las capas superiores "g" representan el caloviano, pero por el momento no se puede decir, si de "a" a "e" las capas no pertenecen ya a este piso y si igual cosa ocurre con la parte inferior de "g".

Rocas parecidas que contienen *Posidonomya* se encuentran también al Este y Sudeste como p. e. en la Quebrada Jamiraya (M/N. 17). En Copapuquios, entre Palca y La Unión, en el valle de Yuta, existe intercalada en tobas y cubierta por areniscas, una zona de margas pizarrosas con capas y concreciones calcáreas, que contienen en abundancia *Macrocephalites*, *Reineckia*, y *Posidonomya Buchi* Roem. el fósil más común del caloviano (Steinmann-Stehn 1923). Esta zona continúa al Norte hacia el valle de Palca. El hallazgo de Compuerta, al NO de Puno (Hyatt 1875), no parece confirmado.

Solamente en esta región meridional encontramos la facies volcánica de la formación jurásica, que parece faltar completamente en el resto del territorio peruano, y que se encuentra muy desarrollada en la Cordillera chileno-argentina con un espesor muchas veces enorme. Aquí han tenido lugar durante la época jurásica repetidas erupciones grandiosas de rocas eruptivas básicas, especialmente de porfiritas diabásicas,

porfiritas augíticas y meláfidos, cuyas lavas y tobas están intercaladas entre los sedimentos marinos. Son ellas las que constituyen la llamada «formación de pórfido» de DARWIN y «formación porfirítica» de los autores más recientes; pero este nombre es impropio y es mejor reemplazarlo por el de «formación andina diabásica-melafídica». En la Cordillera del Perú no aparece sino en el cretácico inferior, mientras que en Chile ya principia en el liásico. FORBES toma las diabasas de almohadilla del Morro de Arica por intrusivas y DOUGLAS por efusivas.

Faltan también al parecer, en la Cordillera del Perú, todos los depósitos modernos de la formación jurásica hasta el piso más superior, el titoniano (portlandiano). Empezó pues durante el malm un largo período continental, durante el cual los sedimentos más viejos del jurásico (y tal vez más antiguos aún) fueron destruidos por denudación, explicándose así los vacíos existentes de varios pisos jurásicos inferiores, como p. e. el dogger medio y quizá también el caloviano.

d. Titoniano (Portlandiano).

Literatura: BOIT 1926. DUEÑAS 1919. KRANTZ 1926. LISSÓN 1907, 1924. SPATH 1925. STAPPENBECK 1924, 1926. STEINMANN 1881. WELTER 1913.

Después de un período continental largo, hacia el fín de la época jurásica comienza el mar a entrar nuevamente en la Cordillera peruana depositando sedimentos, que según los fósiles encerrados, pertenecen al piso superior de la formacion jurásica, al titoniano o portlandiano. Los sedimentos predominantes son arcillas pizarrosas grises y azuladas oscuras con concreciones duras silíceas desde el tamaño de una nuez hasta un diámetro de 0,5 m con intercalaciones de areniscas silíceas de color gris o amarillento. Las concreciones silíceas contienen a menudo moldes interiores y exteriores de amonites característicos y muchas veces además numerosos cristales hexagonales de pirita que al descomponerse dejan cavidades cúbicas por las cuales son fácilmente reconocibles. Ocasionalmente se ven también pizarras verdosas, rojas o negras carbonosas, y hasta mantos aislados de carbón (?). El espesor total debe variar alrededor de algunos centenares de metros.

Hasta la fecha no se conoce este piso sino casi solamente en la parte setentrional de la Cordillera del Perú, mientras que en la parte meridional parece faltar. Más al Sur, reaparece sólo en la región del Aconcagua; y para encontrar su continuación setentrional, debe irse hasta México. La zona de propagación en la Cordillera del Perú, está en una faja, que en lo esencial coincide con la Cordillera Occidental, pero que no cubre la Cordillera de la Costa y tampoco llega por el Sud más allá de Huayanca (E./F. 8). Resta comprobar por fósiles, si las pizarras observadas por DUEÑAS (1919) en la base del cretácico de la región de Checras y Oyón, al poniente del Cerro de Pasco (F. 9), pertenecen efectivamente al titoniano. Hacia el Norte no se ha comprobado la existencia de estos depósitos más allá del valle del río Jequetepeque, con excepción de un hallazgo de *Virgatosphinctes* cf. *V. Raja* (STAPPENBECK) en caliza negra de la hacienda Jerez, cerca de Cajamarca; y hacia el Este, no más allá del valle del río Marañón.

El subestrato infrayacente casi no se puede observar en parte alguna, mientras que las capas superyacentes siempre están formadas de las areniscas y pizarras del neocómico. Sólo en los cerros de Huaurirca, cerca de Corongo (E. 7), parecen formar el subestrato esquistos duros, gris-verdosos, del paleozoico ?.

El afloramiento que se descubrió primeramente, se encuentra cerca de Huayanca (F. 8, lám. III, fig. 1), en la quebrada de Putacaracra, donde fuera de los amonites, que generalmente aparecen solos, existen también lamelibranquios. Desde aquí puede seguirse el titoniano por la Cordillera Blanca y su continuación setentrional hasta el valle de Chicama (C./D. 6). Alrededor de los macizos graníticos de la Cordillera Blanca, los sedimentos están a menudo alterados por metamorfismo de contacto y convertidos en pizarras andalucíticas, lo mismo que en el valle de Chicama. Aquí el titoniano se halla, según STAPPENBECK (1924a), en el valle de Canibamba, cerca de Pinchadai, Lucma, Jaguei, Chala Alta y en la Quebrada del Sapotal (véase el perfil 3 del mapa geológico); siendo notable, que en todos esos sitios, debajo de las pizarras areno-arcillosas con amonites aflore un manto carbonoso que en Sapotal tiene de 5—6 m de espesor y descansa sobre una

pizarra grafítica, debajo de la cual siguen otra vez areniscas pizarrosas gris-verdosas y rojas. La formación del grafito se explica por contactometamorfismo de la vecina granodiorita. También cerca de Pinchadai, sobre las pizarras negras sigue una arenisca con una intercalación de pizarras carbonosas de varios metros de potencia. Aquí ya empieza pues la formación del carbón, que en el Perú suele desarrollarse sólo en el cretácico inferior, antes o con el principio de la transgresión titoniana (?).

En la región de Cabana y Payasca, las pizarras titonianas están cruzadas por vetas auríferas relacionadas a los granitos andinos (Andengranite).

No son raros los **fósiles** en este piso. Sobre todo, las concreciones duras contienen muchas veces, como núcleo, un amonite. Despedazando el núcleo ferruginoso, el amonite se desprende fácilmente, mientras que el molde queda dentro de la concreción. A menudo solamente la última celda está bien conservada.

Para determinar la edad, aquellos amonites son especialmente importantes, puesto que en otras partes de Sud-América, como en la Argentina, y también en Europa, aparecen solamente en el titoniano, y no en el cretácico inferior.

A éstos pertenecen sobre todo:

Aspidoceras, de conchas infladas, generalmente de ombligo estrecho, externamente redondeadas y decoradas sólo con nudos aislados,

Simoceras, de conchas con ombligo ancho, planas, con una hilera interna de nudos y otra externa.

Perisphinctes, de ombligo ancho, plano, con numerosas costillas partidas y lado externo redondeado o débilmente aplanado.

Pero muy abundantes son los representantes de los *Hoplitidae*, cuyas numerosas costillas partidas están interrumpidas en el lado externo por un surco o por una cinta lisa, y que llevan a veces también una o más hileras de nudos. Este grupo se encuentra no solamente en el titoniano, sinó también en el cretácico inferior, con formas en parte muy semejantes, de modo que parece menos útil para la determinación exacta de la edad. Por esta razón queda incierto también, si entre los llamados depósitos titonianos se han incluído los estratos más antiguos del cretácico inferior y hasta qué grado esto ha ocurrido.

Neocomites praeneocomiensis BEHRENDSEN (fig. 95), con costillas encorvadas y muchas partidas pertenece a las especies abundantes.

Ocurren también en abundancia representantes del género *Berriasella*, como

Fig. 95. *Neocomites praeneocomiensis* BEHRENDSEN.
Titoniano superior. Quebrada del Sapotal, valle de Chicama, cerca de Trujillo. Concha con la última cámara casi completamente conservada.

Fig. 96.
Berriasella Stappenbecki STEINM.
Titoniano superior. Quebrada del Sapotal, valle de Chicama cerca de Trujillo. Concha con la última cámara completamente conservada.

Berriasella Stappenbecki STEINM. (fig. 96), de costillas bifurcadas que generalmente son trifurcadas, alejándose una rama de otra sobre la última cámara.

Berriasella Callisto D'ORB. y *B. callistoides* BEHR., que se hallan también frecuentemente en la Argentina.

En cambio son raras las conchas planas con costillas finas en forma de guadaña como:

Streblites Griesbachi UHLIG (fig. 97), especie que predomina en el titoniano.

Fuera de los amonites, parecen ser raros otros fósiles; asi cerca de Huayanca se ha encontrado tan solo algunos lamelibranquios, generalmente mal conservados, predominando la *Trigonia Pinzási* WELT.

G. Formación cretácica.

Literatura: Berry 1922b, c, d. Berry y Singewald 1922. Boit 1926. Bowman 1916. Bravo 1904, 1905, 1906, 1919. Brüggen 1910. v. Buch 1839, 1849. Conrad 1875. Crosnier 1852. Dana 1849. d'Orbigny 1842. Douglas 1920, 1921. Douvillé, H. 1898, 1907. Douvillé, R. 1906, 1909. Dueñas 1919, 1921, 1925. Forbes 1861. Fritzsche 1923. Gabb 1860, 1868a, 1877. Gerhardt 1897. Gerth 1915, 1928. Gregory 1916, Grossouvre 1893. Hauthal 1911. Hyatt 1875. 1903. Jiménez 1908a. Lissón 1904, 1906, 1907, 1908, 1921, 1924, 1925. Du Bois Lukis 1908, 1909. Lüthy 1918. Mc Laughlin 1925. Málaga Santolalla 1904, 1904a, 1905, 1905a, b, c, 1906, 1906a, b, 1907, 1909. Marsters 1907, 1908. Neumann 1907. Olsson & Sinclair. Orton 1870—1876. Paulcke 1903. Pflücker y Rico, L. 1883. Salfeld 1911, 1911a. Schlagintweit 1911. Singewald 1927, 1928. Sommermeier 1910, 1913. Stappenbeck 1924a. Steinmann 1881, 1882, 1891, 1904, 1909. Szajnocha 1888. Yáñez León 1918. Zeiller 1910, 1914.

La formación cretácica contribuye más que cualquiera otra a la constitución de la Cordillera. Conocemos depósitos marinos de esta época desde la Tierra del Fuego hasta las contrafuertes más setentrionales de los Andes en las playas del mar Caribe y hasta la isla de Trinidad. Se extiende por toda la Cordillera del Perú y alcanza desde la isla de San Lorenzo en la costa del Pacífico hasta las llanuras del Marañón. Sus areniscas y cuarcitas que difícilmente se descomponen, forman muchas veces altos crestones de larga corrida, cerros en forma de techo de dos aguas o tablazos visibles a la distancia (lam. VII, fig.1). Los yacimientos de carbón de importancia económica del Perú, se encuentran exclusivamente en ella,asi como parte de los filones metaliferos que se ofrecen atravesándola. Varios pisos de esta formación se distinguen por su gran riqueza en fósiles, siendo así miembros fácilmente reconocibles de la complicada serie de estratos. Ya Humboldt además de la *Vola* liásica, había recogido en el Perú fósiles cretácicos y durante mucho tiempo se creyó que la formación cretácica fuera la única representada entre las formaciones mesozóicas de la Cordillera.

Fig. 97.
Streblites Griesbachi Uhlig.
Titoniano superior. Molde interno de lado. Quebrada del Sapotal, valle de Chicama cerca de Trujillo.

Por lo general se acepta actualmente:

División de la formación cretácica

Cretácico superior	**Senónico**	Daniano (? formación de Puca)
		Maestrichtiano
		Campaniano
		Santoniano
		Coniaciano (= Emscheriano)
Cretácico medio		Turoniano
		Cenomaniano
		Albiano (+ Vraconiano) (= Gault)
Cretácico inferior	**superior** Neocómico	Aptiano
		Barremiano
	inferior Neocómico	Hauteriviano
		Valanginiano
Jurásico		Titoniano (= Portlandiano)

En el Perú se encuentran cretácico inferior, medio y superior. El cretácico inferior se compone muy preferentemente de sedimentos arenosos y arcillosos, con mantos potentes de carbón autóctono. Solamente en sus estratos superiores aparecen depósitos calcáreo-arcillosos. En contra, las dos partes más modernas están representadas muy preferentemente por calizas y margas, desapareciendo casi por completo los sedimentos arenosos, de modo que las cadenas dominantemente arenoso-cuarcíticas del Oeste pertenecen al cretácico inferior, y las preferentemente calcáreas del Este al cretácico medio y superior. Una especialidad de la formación cretácica es que aparte de los sedimentos, se compone también de vetas interestratificadas (filones-capas) y tobas, de la formación andina de diabasa — meláfido (= «formación porfirítica»), pero únicamente hacia la parte occidental de la cordillera.

Rocas de la formación cretácica.

a) Areniscas y cuarcitas. Areniscas blanquecinas, amarillentas, grises, más raras veces parduzcas de grano mediano hasta fino, excepcionalmente con capas de conglomerados, predominan

especialmente en los dos pisos inferiores del cretácico inferior, en el valanginiano y hauteriviano. Muy a menudo están endurecidas por sílice formando cuarcitas. En general no contienen restos orgánicos; pero si los ofrece son casi siempre de plantas terrestres, de origen esencialmente continental. Sólo en algunos lugares, como en la región de Lima, contienen restos de animales marinos; y entonces, generalmente, son también algo calcáreas y depositadas en el mar. También en la base del cretácico superior yacen areniscas arcillosas y arcillas arenosas, pero solamente de poco espesor y, al parecer, solamente en escasa extensión. También algunas areniscas coloradas, existentes sobre todo en la falda oriental de la Cordillera, pertenecen probablemente a los estratos más modernos del cretácico superior (formación de Puca).

b) Arcillas, sin cal, de color generalmente oscuro y a menudo algo carbonosas o bituminosas, están en relación muy íntima con las areniscas del cretácico inferior que encierran junto con éstas los mantos de carbón de esa edad. Las arcillas de los estratos superiores del cretácico inferior, y todo el medio o superior, contienen casi siempre mayores o menores cantidades de carbonato cálcico y pasan a margas en partes un poco arenosas. Cuando tienen colores rojizos, parduzcos o verdosos, están generalmente mezcladas con tobas volcánicas o en conexión con las areniscas coloradas del naciente. Los arcillas calcáreas y margas de color blanco, amarillento o gris-azulado, son de mucha importancia en el cretácico medio y superior, en donde se presentan con abundantes fósiles y se relacionan generalmente con

c) Calizas margosas muy fosilíferas y calizas puras, por lo general en capas gruesas o macizas que se encuentran ante todo en dos pisos:

1. como caliza de lapiaz o de *Caprotina*, en el límite entre el barremiano y el aptiano, en el cretácico inferior y ocasionalmente con fósiles silicificados; y

2. como calizas con *Actaeonella*, en el turoniano superior o en el senónico inferior.

En ambos casos contienen raras veces fósiles macroscópicos.

Las calizas bien estratificadas oscuras y bituminosas junto con margas bituminosas, forman el piso albiano; y las calizas gris-azuladas, en estado descompuesto, amarillentas y margosas, predominan en el aptiano y en el cretácico medio y superior.

d) Carbones, a menudo metamorfoseados y antracíticos por fuerza dinámica o por contacto, se encuentran en vasta propagación y muchas veces con considerable espesor, encerrados entre cuarcitas, areniscas y arcillas en el valanginiano y en el hauteriviano.

e) Yeso que parece hallarse sólo ocasional y generalmente de poco espesor en el aptiano y entre sedimentos rojizos arcillo-arenosos de la base del cretácico superior, abunda sobre todo en la formación de Puca, asi como la sal gema.

f) Rocas volcánicas que desempeñan un papel notable en el cretácico de la falda occidental de la Cordillera. Se destacan generalmente por sus colores abigarrados («pórfidos abigarrados») que varían entre el gris-verdoso, verde-negruzco, entre parduzco pálido y rojo turbio o pardo turbio. Estas rocas pertenecen a la serie de diabasa-meláfido, siendo preferentemente diabasas, porfiritas diabásicas, porfiritas con labradorita y meláfidos, mientras que los rocas que contienen ácido silícico en cantidad media o grande faltan al parecer por completo. Las designamos como «formación andina de diabasa-meláfido», haciendo omisión del nombre acostumbrado y equivocable de «formación porfíritica». Su carácter puramente básico es el más esencial para distinguirlas de las rocas parecidas, asi como sus colores igualmente a menudo abigarrados, y su posición geológica entre el carbónico superior de un lado y el (?) terciario (formación del Rimac) de otro lado.

Encuéntranse generalemente bajo la forma de mantos, filones-capas, aglomerados y tobas. Muchas veces es difícil distinguir mantos y filones-capas, porque raras veces los últimos han originado fenómenos de contacto-metamorfismo evidente. Los aglomerados se integran de fragmentos angulosos o redondeados del tamaño de una nuez hasta de la cabeza de un hombre, ofreciendo a menudo una mezcla bien variada de colores; su estratificación es

muchas veces poco visible. Las tobas tienen generalmente colores parduzcos, rojizos o verdosos y si son de grano muy fino, puede distinguírselas de los sedimentos normales arcillo-arenosos por sus colores, pues a veces están perfectamente estratificadas e intercaladas entre sedimentos normales.

Parece que la formación de diabasa-meláfido reemplaza los sedimentos normales en el cretácico inferior como el (? medio) superior, pero de todos modos queda limitada a la Cordillera occidental.

Parece también que en esta misma cordillera esté menos extendida de lo que anteriormente se suponía (STEINMANN 1904), pues MCLAUGHLIN ha demostrado que la zona ancha de porfiritas y tobas de la vertiente occidental, en la latitud de Lima, pertenece a una época más reciente, probablemente al supracretácico más joven o al comienzo del terciario (eocénico-véase formación del Rimac, p. 185).

a. Neocomiano.

1. Valanginiano y Hauteriviano (Neocomiano inferior).

Literatura: BOIT 1926. DUEÑAS 1919, 1921. LISSÓN 1904, 1905, 1907, 1908. 1921. LUCIO 1905 a. LUKIS 1908, 1909. MC LAUGHLIN 1925. STAPPENBECK 1924 a. YÁÑEZ. LEÓN 1918.

Mientras que la transgresión marina de la época titoniana inundó al parecer solamente una zona estrecha de la Cordillera setentrional del Perú, al principio del cretácico inferior ganó considerable terreno pues hay depósitos de este período hasta en los alrededores de Lima. Es verdad que la base del cretácico no es visible en Lima, pero es evidente que el núcleo de la bóveda poco elevada (véase mapa geológico, perfil 1) que en la isla de San Lorenzo buza hacia el Pacífico y al Este bajo las dioritas hornebléndicas modernas del Cerro de San Cristóbal, está formado por sedimentos fosilíferos del cretácico inferior. Las islas Palominos, al Sud de San Lorenzo, están ya compuestas solamente de granito antiguo.

LISSÓN (1907) constataba cerca de Lima la siguiente serie de capas:

Superyacente: calizas macizas y gruesamente estratificadas (barremiano) de unos 1000 m de espesor

Piso superior: areniscas y arcillas pizarrosas en parte calcáreas (y pizarras silíceas laminares) de San Lorenzo, Morro Solar y Cerro Choqué (areniscas del Salto del Fraile) con amo-

nites, trigonias y cuarcitas con tubos de anelidos. En las capas más bajas hay un estrato sin cal, con numerosos restos de plantas y con *Cyrena acuta* Liss. que probablemente no es de origen marino e indica una desecación pasajera. Espesor total aproximado: 1000 m. Este complejo comprende probablemente las partes más altas del valanginiano y el hauteriviano o partes del mismo.

Fig. 98.
Neocomites limensis Liss.
Valanginiano. Puente Inga, cerca de Lima. Ejemplar que muestra boca y oreja completamente conservadas.

Fig. 99.
Spiticeras cf. *Negreli* Math.
Valanginiano. Puente Inga, cerca de Lima.

Piso inferior: arcillas pizarrosas finas, pálidas y abigarradas con intercalaciones de areniscas de grano fino de Palao-La Milla y Puente Inga. Hay numerosos amonites que indican el valanginiano.

Subestratum: desconocido; quizá cristalino basal.

Fósiles.

Literatura: Boit 1926. Dana 1849. Douvillé, H. 1898, 1907. Douvillé, R. 1909 Gabb 1877. Lissón 1904, 1905, 1907, 1924. Neumann 1907.

Del piso inferior se conoce, además de algunos moluscos (*Inoceramus*, *Aucella*), solamente amonites, especialmente de la familia de los *Hoplitidae*, p. e. *Hoplites heteroptychus* Pavl. var. *peruana* Liss., *Thurmannia* cf. *Thurmanni* Pict., *Berriasella* aff. *Callisto* d'Orb., *Neocomites limensis* Lissón (fig. 98) y además representantes de

Spiticeras, como *Sp.* cf. *Negreli* Math. (fig. 99) con nudos del ombligo, estrechamientos y carencia de surco dorsal.

También se hallan por primera vez aquí amonites desenrollados pertenecientes al género *Ancyloceras*, como *A.* cf. *Sabaudi* Pict. (fig. 100).

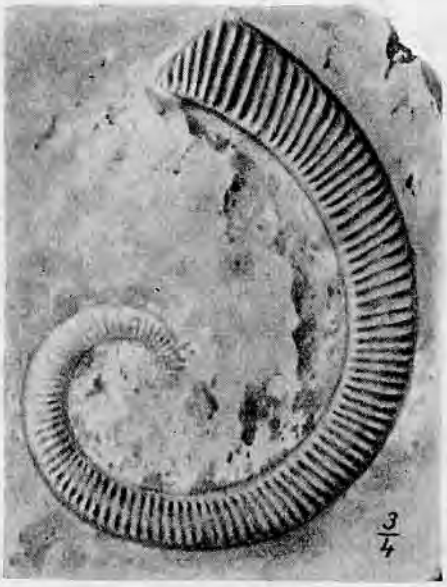


Fig. 100. *Ancyloceras* cf. *Sabaudi* Pict. Valanginiano. Puente Inga, cerca de Lima.

Si bien los amonites de este piso se encuentran en las margas blandas generalmente aplastados, dificultando así una clasificación exacta, algunas de las especies halladas indican con seguridad el valanginiano, como *Neocomites*, *Berriasella*, *Spiticeras* y *Lissonia Riveroi*, mientras que otras tienen al parecer ya relaciones con formas de pisos superiores.

Como lo prueban la calidad preferentemente arcillosa

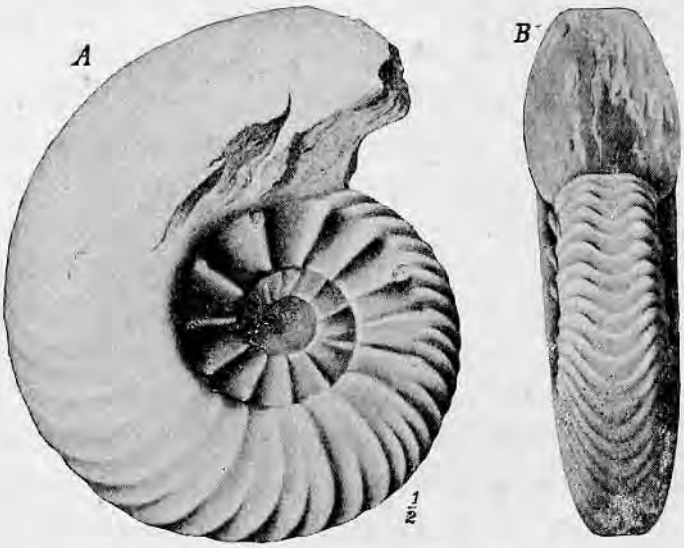


Fig. 101. *Pflueckeria Pflueckeri* Liss.
Valanginiano-Hauteriviano. Salto del Fraile cerca de Lima. *A* de lado, *B* de frente. ½ del tamaño natural. (original de la École des Mines, Paris.)

del sedimento y la falta de moluscos con concha gruesa, se trata de un depósito de agua poco movida y algo profunda.

En el piso superior y más arenoso, los amonites casi desaparecen, lo que dificulta la determinación exacta de la edad. En cada caso permiten constatar las especies encontradas, que además del valanginiano superior, probablemente está representado también el hauteriviano.

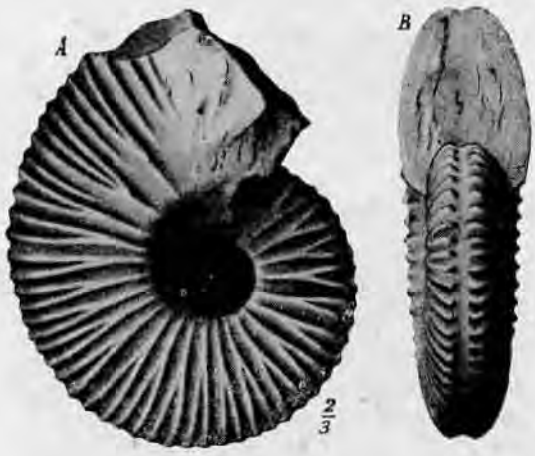


Fig. 102.
Acanthodiscus Aristidis Kil.
Valanginiano-Hauteriviano. Perú setentrional. *A* de lado, *B* de frente (original de la École des Mines, Paris). $^2/_3$ del tamaño natural.

Pflückeria (= *Raimondiceras*) *Pflückeri* Lissón (fig. 101) y *P. Raimondi* Gabb., cuyas costillas están encorvadas hacia adelante en el lado exterior de la concha, pertenecen a las formas frecuentes e importantes.

Entre los *Hoplitidae*, es de importancia

Acanthodiscus Aristidis Kil. (fig. 102), de costillas derechas, bipartidas, y hacia la boca tripartidas y nudosas.

Fig. 103. *Trigonia Lorentii* Dana.
Valanginiano-Hauteriviano. Isla de San Lorenzo, Callao. Valva izquierda. *v* en frente. *h* detras. *a* arista areal.

Entre los otros moluscos, son frecuentes las trigonias, especialmente la encontrada desde hace casi 100 años por Dana en la isla de San Lorenzo

Trigonia Lorentii Dana (fig. 103), con costillas dobladas en ángulo agudo, y también

Trigonia angustecostata Behr. (fig. 104), con costillas estrechas y concéntricas.

Además hay abundantes y acumuladas

Cyrena (*Crassatella*) *acuta* Lissón y *Panopaea Carteroni* d'Orb. (fig. 105), que a veces constituyen capas enteras.

Las cuarcitas moradas que en el Salto del Fraile, cerca de Chorrillos, salen del mar y pertenecen a estratos medianos del grupo de las areniscas, muestran verticalmente a las capas una estriación originada por anélidos. Estos animales habitaron en tubos en forma de U en la arena del mar. Los lados paralelos de estos tubos producen la estriación y desembocan en las superficies de las capas en agujeros repartidos por pares, y se clasifican como *Glossofungites* (*Polydora*) *Habichi* Lissón, llamado también *Tigillites* y *Arenicolites* (véanse datos más exactos dados por Lissón 1904).

Fig. 104.
Trigonia cf. *angustecostata* Behr.
Valanginiano-Hauteriviano. Isla de San Lorenzo. Valva izquierda.

Las plantas fósiles del cretácico inferior, se describirán en conjunto más adelante.

Mientras que en la región de Lima todo el cretácico inferior se ha desarrollado en forma marina, aunque en gran parte en facies arenosa de un mar playero, en el interior de la sierra disminuye casi por completo este carácter marino en los pisos valanginiano y hauteriviano. Es verdad que en varios puntos de la Cordillera setentrional, sobre todo en los alrededores de la Cordillera Blanca y al Norte de esta sierra se han encontrado aisladamente amonites que se ubican mejor en el valanginiano que en el titoniano, pero las areniscas, arcillas pizarrosas y carbones de un espesor hasta de 3000 metros que se extienden por casi toda la sierra, son en su gran mayoría de origen continental. Esto queda comprobado por la falta o a lo menos escasez de fósiles marinos y rocas calcáreas, así como por los hallazgos frecuentes de plantas terrestres y de carbones autóctonos.

Fig. 105.
Panopaea Carteroni d'Orb.
Valanginiano-Hauteriviano. Chorrillos cerca de Lima. Valva izquierda.

Ya a una distancia de menos de 100 km al oriente de Lima, en la falda occidental de la Cordillera principal, el piso inferior del neocómico aparece en facies genuinamente continental. En Moro-

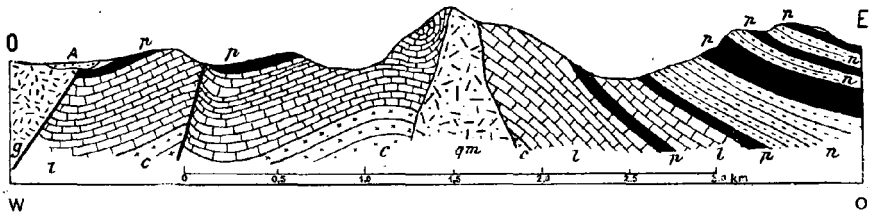


Fig. 106.
Corte esquemático de la región de Morococha
según Mc LAUGHLIN.
c carbónico superior, *l* caliza liásica, *n* arenisca y arcilla pizarrosa neocómicas, *p* filones-capas de diabasa del cocretácico, *qm* monzonita cuarcífera, y *g* granodiorita porfídica, ambas de edad terciaria.

cocha, al Norte de Yauli, se ven potentes areniscas pálidas, de estructura entrecruzada, con un conglomerado basal sin cal, sobrepuestas inmediatamente a calizas del liásico (fig. 106), de donde resulta que precedió un tiempo largo de denudación y descomposición, a la formación de las areniscas. Numerosos filones-capas de diabasa se intercalan en el liásico, y también en la arenisca neocómica que aquí no tiene carbón en contraste con la del Norte, que lo ofrece en potentes mantos constituyendo la zona carbonera más importante del Perú.

La región setentrional comprende tres grandes cuencas: las de Checras, Pasco y Oyón (F. 9) (DUEÑAS 1919, MCLAUGHLIN 1925). Sobre la más importante de estas cuencas, la de Pasco, que encierra los dos enormes yacimientos de Gollarisquisga y Quishuarcancha, da MCLAUGHLIN el perfil siguiente:

Arenisca calcárea (probable transición al barremiano	unos	180 m
Arenisca de Chontas, gris, sin cal.	,,	240 ,,
Estratos de Bolognesi: areniscas rojas y arcillas pizarrosas con tres mantos (o ¿ filones-capas ?) de diabasa de 10—30 m de espesor	,,	200—240 ,,
Mantos superiores de carbón: manto principal entre arcillas oscuras y arcillas pizarrosas bituminosas, que termina en forma de cuña a alguna distancia. Carbón rico en cenizas, sub-bituminoso, cokeizable	,,	3—75 ,,

Arenisca gris de Morocata, ... unos 30—120 m
Mantos inferiores de carbón y arcillas: mantos muy propagados, pero delgados, terminando a menudo en forma de cuña. Carbón muy rico en ceniza y por lo tanto de mala calidad . . . . . „ 15—45 „
Conglomerado basal formado de fragmentos de piedra córnea liásica y cuarzo de formaciones más antiguas . . . . . 2—9 „

Espesor total . . . . . unos 630—850 m

En la cuenca de Checras, A. de HABICH (1904a) subdivide la serie de capas como sigue:

Formación superyacente: calizas gris-oscuras alternando con arcillas pizarrosas (base del barremiano).

Piso superior: areniscas ferruginosas, a menudo cuarcíticas y también arcillas pizarrosas de color rojo de herrumbre, rojo de carne o gris. En la parte más alta y sólo a veces un manto delgado de carbón.

Piso medio: arcillas pizarrosas negras con intercalaciones de areniscas de color blanco de leche. Faltan fósiles.

Piso inferior: areniscas grises oscuras con 4 mantos de carbón acompañados por arcillas pizarrosas oscuras: manto inferior con 4 m de carbón y 2 m de arcilla pizarrosa; 40 m más arriba el manto 2, de 4 m de espesor con una intercalación de 0,1 m de arcilla pizarrosa; 10 m más arriba, el manto 3 con espesor de 1,5—2 m y más arriba aún, el manto 4. En las arcillas pizarrosas hay restos de plantas terrestres.

Substrato: diorita andina (contacto anormal).

Al S de Oroya, se encuentra la cuenca meridional estudiada por DUEÑAS (1921) y MCLAUGHLIN (1925): la de Jatunhuasi (G. 11). Aquí las partes más profundas de la serie tienen aproximadamente 900 m de espesor y no están formadas por arenisca carbonífera sino de un estrato delgado de caliza (titoniano ?), y por una arcilla pizarrosa roja de más o menos 250 m de espesor que sigue hasta arriba, mientras que las pizarras carboníferas no aparecen sino unos 80 m debajo de su límite superior. También allí

se hallan filones-capas de diabasa próximos a los mantos de carbón, que dicho sea de paso, son poco potentes pero continuos y susceptibles de explotarse.

En la zona del valle superior del río Chicama (D. 6), STAPPENBECK ha observado y descrito exactamente la serie de capas de este complejo, como sigue:

Capas superyacentes: calizas gris-azuladas, pizarras margosas y areniscas (barremiano).

Piso superior: «Cuarcita de Farrat». Cuarcitas poco potentes, areniscas y pizarras sin fósiles.

Piso medio: «Pizarras de Pallares». Pizarras oscuras de un espesor de 500 m, raras veces hasta 1000 m, a veces con capas de carbón y plantas terrestres y también con algunos moluscos, entre ellos raras veces amonites, y calizas oscuras con *Paraglauconia strombiformis* 50 m encima de la base.

Piso inferior: «Cuarcita principal». Cuarcitas de varios centenares de metros de espesor, divididas por una intercalación de pizarras. El grupo inferior contiene varios mantos de carbón con un espesor total de más de 6 m de carbón. Restos de plantas terrestres.

Capas infrayacentes: Pizarras arcillosas y margosas y areniscas con amonites del titoniano.

En la parte central del valle del río Santa (Callejón de Huailas, E. 8), el neocómico carbonífero se subdivide, según YÁÑEZ LEÓN (1918), de la manera siguiente:

30—500 m cuarcitas y pizarras de las capas superyacentes,
1 „ manto de carbón,
160 „ arcilla pizarrosa y cuarcita,
2—3 „ manto de carbón,
100 „ cuarcita y arcilla pizarrosa,
1 „ manto de carbón.

En algunos sitios se intercala aún otro manto superior.

Extensión. Mientras que estamos bastante bien informados sobre la extensión de las areniscas carboníferas en la parte central y setentrional de la Cordillera, porque se hallan allí los distritos

carboneros económicamente importantes, las informaciones sobre la existencia de ellas en las regiones meridionales de la sierra son menos terminantes y exactas; pero no cabe duda de que también aquí las mismas formaciones están muy propagadas y caracterizadas por la presencia de carbón, y que sus carbones parecen ser mucho menos potentes y de peor calidad que en las partes centrales y setentrionales de la sierra. Es probable que las siguientes observaciones de la zona meridional se relacionen con este piso.

Según GREGORY, (1914) la región situada entre los valles de los ríos Apurímac y Cusco (K. 12), se compone de areniscas grises y parduzcas de más de 300 m de espesor con intercalaciones de conglomerados y arcillas pizarrosas, sobre las cuales descansan las calizas gris-azuladas del Cusco que contienen fósiles infracretácicos. Parece pues que aquí existe la misma calidad y serie de sedimentos que en el Norte.

MARSTERS (1909) menciona también la existencia de areniscas carboníferas en la Quebrada de Puquina, 50 km al SO de Arequipa (L. 15), y BOIT (1926) la existencia de plantas fósiles y de *Spiticeras* cerca de Yura al Este de Arequipa.

Según ALAYZA Y PAZ-SOLDÁN (1903), en la provincia de Moquehua (L/M. 16) afloran igualmente mantos de hulla grasa y seca de un espesor medio de 0,5 m, que yacen entre areniscas y arcillas pizarrosas de edad mesozoica y por esa razón la formación carbonífera infraneocómica debe de llegar hasta la frontera meridional del país, más allá de la cual hasta la fecha no se la conoce aún.

Hacia el Norte, en cambio, el infraneocómico traspasa las fronteras del país con los mismos sedimentos, pues la «arenisca de Azogues» del Sud del Ecuador (véase WOLFF, T., Geografía y Geología del Ecuador, 1892, 244) corresponde a las areniscas carboníferas del Perú, no sólo litológicamente, sino que se han encontrado en ella también fósiles semejantes (*Cyrena*, *Cyclas*, *Paludina*). Al parecer, falta carbón, y solo se han logrado escasos hallazgos de asfaltita.

En las cadenas orientales de la Cordillera parecen disminuir en espesor o acabarse por completo los sedimentos del neocómico inferior. Ningún afloramiento de carbón neocómico ha sido encontrado hasta la fecha al Este del Marañón y donde existen

rocas arenosas entre el liásico y aptiano, como entre los valles del Marañón y del Utcubamba, alcanzan solamente poco espesor y son preferentemente arcillosas y deleznables, estando aún en duda, si representan efectivamente el neocómico inferior aunque esto es lo probable. Sin embargo las areniscas rojas pálidas y blancas con estructura entrecruzada y capas de rodados visibles que, con un espesor de más de 300 m, existen en el núcleo de la anticlinal del Pongo de Manseriche (E. 3) bajo el cretácico medio, marino, son consideradas por SINGEWALD como representantes de las areniscas neócomicas (fig. 266, p. 317).

Resulta de estos hechos, que la masa principal de la serie de estratos carboníferos no es de origen marino si bien se encuentran en varias localidades raros moluscos de agua dulce, salobre o marina y a veces hasta amonites, pues faltan al parecer completamente en las capas inferiores de 200—300 m de espesor que en todas partes representan el horizonte carbonífero más importante. Los carbones son en su mayoría autóctonos y parálicos. A pesar de esto, los mantos potentes terminan a menudo en forma de cuña, a pequeña distancia, o disminuyen mucho, lo que en parte es causado por sucesos posteriores tectónicos, como por estiramiento, pero que principalmente es un fenómeno primario. Evidentemente que los mantos se han formado repetidas veces en numerosas cuencas separadas, siendo el período más importante el de la primera parte de toda la época. Pero también en aquel período los mantos están separados por areniscas o arcillas pizarrosas, poderosas y estériles. En pequeña escala, empezó la formación del carbón en el titoniano superior (?), continuando hasta el fin de la deposición de la arenisca. El desarrollo preferentemente marino de la serie de cerca de Lima y la intercalación ocasional de restos de animales salobres o marinos, y además el hecho de que tanto el suelo como el techo estén formados de depósitos marinos, hablan evidentemente en favor de que el mar estaba en cercanía inmediata de un continente que se hundía, en el cual se formaban los pantanos carboneros.

Hacia el fin de la formación de las areniscas, y quizás sólo durante el barremiano, principiaron también las primeras erupciones de la formación andina de diabasas-meláfidos.

MCLAUGHLIN constató en los estratos de Bolognesi, varios

mantos de lava de 10—33 m de espesor, que en parte, sin intercalación de sedimentos, han corrido uno encima de otro. En cambio, hay que considerar las capas eruptivas de carácter diabásico existentes en horizontes más bajos y en el liásico (fig. 106, p. 96), como filonescapas de aquella época.

La edad de los depósitos carboníferos, se deduce generalmente del hecho que el suelo esta formado por el titoniano y el techo por calizas, margas y areniscas fosilíferas que se deben colocar en el barremiano como se comprobará más adelante. Por eso no pueden corresponder sino al valanginiano y hauteriviano, en su totalidad o en parte. El desarrollo preferente mente arenoso del piso superior de la facies marina de la región de Lima, y la existencia de una intercalación terrestre con plantas, hablan en favor de que en las capas carboníferas están representadas no solamente el valanginiano, sinó también el hauteriviano. Es verdad que no podemos aprovechar de los fósiles de los estratos carboníferos para ese fín, pues éstos se componen — descontando algunos moluscos escasos — solamente de restos de plantas terrestres que no permiten una clasificación más detallada de los horizontes; pero coinciden en alto grado en cambio con las plantas de otras partes, que aparecen en los estratos más altos del jurásico y en el neocómico de Europa. Allí se designan como wealdianos los depósitos terrestres carboníferos que han aparecido en el neocómico inferior y medio, y por eso se puede llamar brevemente a la flora de la formación carbonífera peruana «flora wealdiana».

Flora.

Literatura: Berry 1922. Lissón 1924. Neumann 1907. Salfeld 1911. Zeiller 1910, 1914.

Los restos de plantas se hallan en vasta propagación, especialmente en las arcillas pizarrosas y pizarras oscuras, y raras veces en las areniscas que acompañan los mantos de carbón. Se conservan a menudo bajo la forma de delgadas membranas carbonosas, muchas veces antracíticas, y otras veces como con barniz blanco lustroso de un mineral semejante al talco (gümbelita). En la Caleta del Paraíso, en S. Lorenzo, están en una arcilla laminar bajo forma de moldes no deformados y sin sustancia carbonosa. Si se encuentran en areniscas, no se conservan los

detalles finos como son las nervaduras de las hojas. En las partes centrales de la sierra, están generalmente más o menos deformados por los pliegues tectónicos.

Los puntos de hallazgo más importante de restos de plantas, se encuentran en las cercanías de Lima, donde las capas con plantas de carácter no marino, se intercalan en depósitos marinos del valanginiano (o hauteriviano, p. 92), como en Caleta del Paraíso, isla de San Lorenzo, Piñonate cerca de Lima y en los alrededores de Huayanca (F. 8), donde las rocas carboníferas y con flora fósil, se hallan encerradas entre el titoniano marino del muro y estratos salobre-marinos del barremiano superyacente; y también en la Mina Santa Rosa, Mina Cuernum-Punta y Cerro San Cristobal, donde se hallan de preferencia en la arenisca. Además se han encontrado restos aislados en varios lugares diseminados de la Cordillera setentrional y media.

Oponiéndose a lo que dicen Salfeld y Berry, según los cuales la flora no pertenece al neocómico sino al jurásico, se debe asegurar que las averiguaciones estratigráficas de Steinmann, Lissón, Stappenbeck y otros, no dejan ni la menor duda sobre la edad neocómica (valanginiano-hauteriviano).

La flora, no muy rica, la componen las tres divisiones de las pteridófitas, cicadófitas y coníferas, quedando el último grupo considerablemente atrás respecto a los dos primeros. Una exploración sistemática hecha especialmente en la región de Huayanca, ampliaría probablemente mucho nuestros conocimientos.

Pteridófitas. La mayoría de los helechos no ha suministrado fructificaciones, y por eso deben quedar indeterminados mientras que no se averigüe si se trata de helechos genuinos o pteridospermas, a las que probablemente pertenece la mayor parte.

Weichselia (fig. 107). Pertenecen a este género los restos muy abundantes de Piñonate y otras partes, que coinciden absolutamente con el género infracretácico muy común en Europa y Asia y que revelan su vasta propagación. Las grandes hojas que están pennadas dos o quizás tres veces, poseen pecíolos estriados, hasta de 5 cm de espesor, con pennas largas, estrechas y apretadas y hojuelas adheridas en forma de lengüetas. Cuando están mal conservadas, se observan solamente las ramificaciones de las pennas

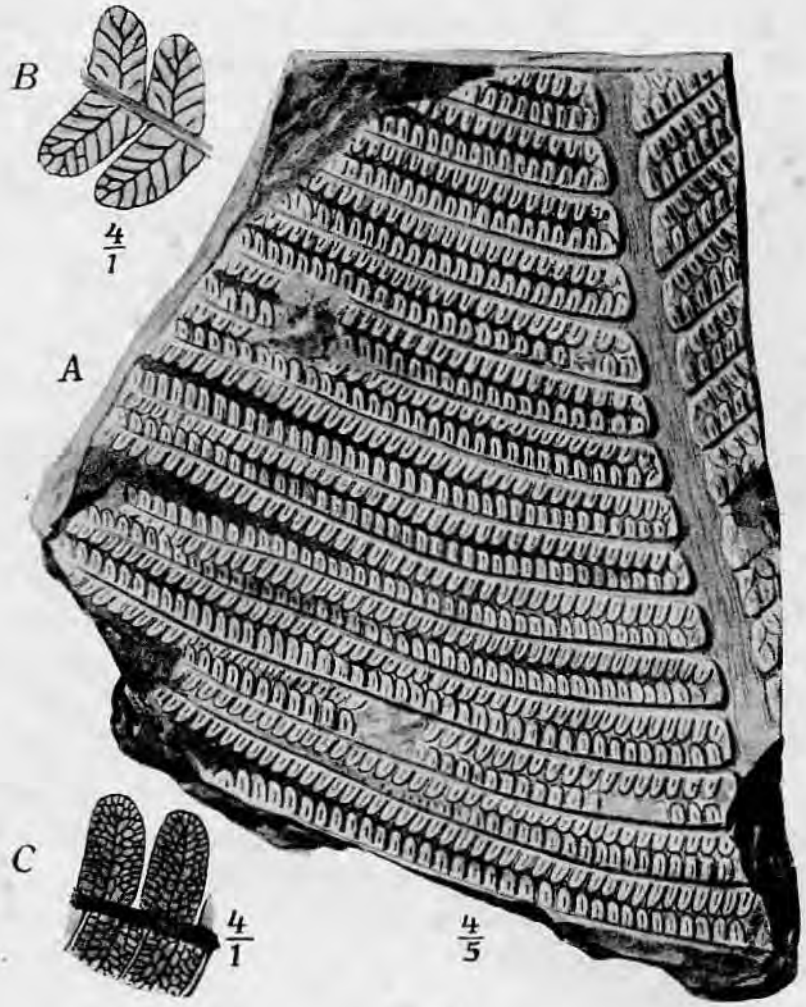


Fig. 107.
Weichselia peruviana ZEILLER.
Neocómico inferior. Caleta del Paraíso, Isla de San Lorenzo. *A* una rama mayor. *B* hojas pennadas pennatinervas. *C* las mismas, con nervadura reticular.

principales (B); pero si están bien conservadas, se distingue entre ellas, al dorso, un sistema de mallas finas (C). Queda en duda todavía si los órganos interpretados como «sori», son verdaderamente fructificaciones o bien productos inorgánicos. Además hay que averiguar si la torsión de las hojuelas hacia atrás y en dirección a los pecíolos, es efectivamente suficiente para poder distinguir la forma peruana *W. peruviana* ZEIL., de la especie europea *W. Mantelli* BRGT. (= *W. reticulata* STOCK. y WEBB.).

Es probable que la conformación de la planta haya sido la de un arbusto o árbol grandemente ramificado, que, en ciertos sitios, creció en grandes masas y que, en todo caso, ha tomado parte muy importante en la formación del carbón.

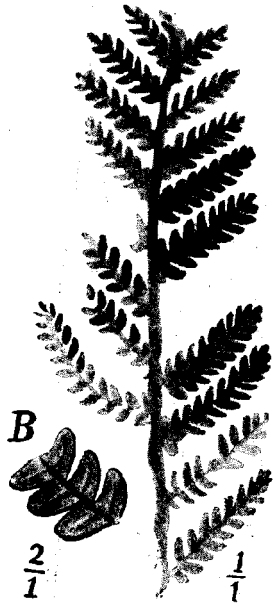


Fig. 108.
Cladophlebis Dunkeri Schpr.
Neocómico inferior. Cerro de San Cristóbal, cerca de Huayanca. *A* fragmento de ramita. *B* algunas hojuelas pennadas.

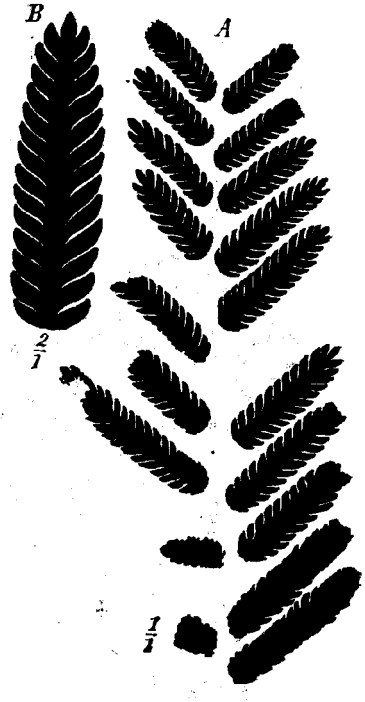


Fig. 109.
Cladophlebis Dunkeri Schpr.
Neocómico inferior. Cerro de San Cristóbal, cerca de Huayanca. *A* molde de una ramita en arenisca. *B* hojuelas pennadas, aumentadas.

Cladophlebis Dunkeri Schpr. (fig. 108, 109), con hojas dos veces pennadas y penas con hojuelas adheridas y algo distantes. Estas tienen hojuelas apretadas en forma de lengüetas (fig. 108 B) hasta de rombos (fig. 109 B). Esta especie europea no es rara en Huayanca, encontrándose en las pizarras (fig. 108) como en las areniscas (fig. 109).

Cladophlebis cf. *rotundata* Font. (fig. 110), tiene hojas tres veces pennadas, con los caracteres del género. Las pennas de la última disposición son íntegras en sus bordes, mientras que las colocadas más

Fig. 110.
Cladophlebis cf. *rotundata* FONT.

Neocómico inferior. Mina de Santa Rosa, cerca de Huayanca.
A fragmento de hoja. *B* una penna, aumentada, de penúltimo orden.

abajo son más o menos fuertemente entalladas o quedan separadas en hojuelas (B). Se encuentra cerca de Huayanca, pero menos frecuente que *Weichselia*.

Scleropteris (*Filicites*) *ellensis* SALF. sp. (fig. 111 A—C, E) plantas fuertes en forma de arbustos o árboles, con tallo torcido en direcciones opuestas y que tiene hojas dos o tres veces pennadas y en posición espiral (A). Peciolos con pennas, que alternan regularmente y que tienen hojuelas en forma de lancetas alternadas u opuestas (B). Las pennas son más o menos profundamente entalladas, y la penna basal superior se distingue por su tamaño especialmente grande (E x, parecida a las especies europeas del Malm: Dx). Las especies más afines, se encuentran en Europa en el jurásico superior. Se encuentra muy frecuente en Huayanca.

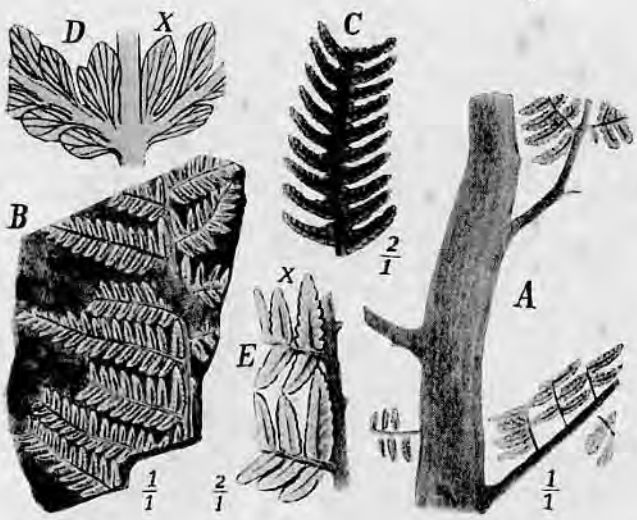


Fig. 111.
Scleropteris ellensis Salf.
Neocómico inferior. Mina de Santa Rosa, cerca de Huayanca. *A* fragmento de tallo con hojas adjuntas. *B* fragmento de hoja. *C* pennas de último orden. *E* las mismas, enseñando la gran hojuela basal pennada (*x*). *D* fragmento superior semejante a *Scleropteris* de Francia, con las hojuelas pennadas basales superiores (*x*).

Fig. 112.
Onychiopsis Mantelli Brgt.
Neocómico inferior. Cerro San Cristóbal, cerca de Huayanca. *A* fragmento de una ramita. *B* hojas pennadas, aumentadas.

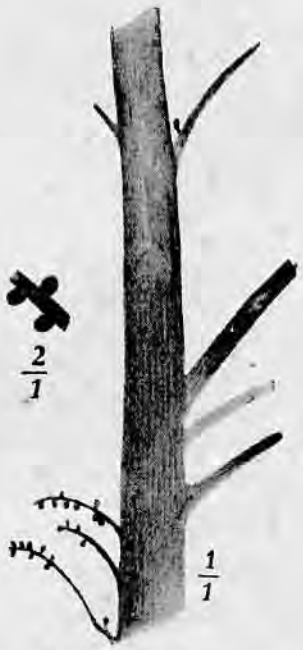


Fig. 113.
Peruviophyllum minutifolium Steinm.
Neocómico inferior. Huayanca. Fragmento de tallo con hojas adjuntas. Al lado: algunas hojuelas pennadas, aumentadas.

Onychiopsis Mantelli BRGT. (fig. 112), raro y fácilmente reconocible por sus hojuelas muy apretadas, chiquitas, y de forma oval puntiaguda. Parece que no se diferencia de la especie europea del neocómico. Huayanca.

Peruviophyllum minutifolium STEINM. (fig. 113), con tallo irregularmente ramificado y pennas sencillas, con hojuelas extremadamente pequeñas y de forma ovoide, en las cuales no se distinguen venas. No se conocen, al parecer, formas similares. Huayanca.

Entre los helechos fértiles, que son muy raros, es relativamente común

Matonidium Goepperti DKR. (fig. 114) (=*Kluckia Zeilleri* BERRY) con hojuelas provistas de dos filas de numerosos «sori» en hacecillos muy densos. Se encuentra también en la flora neocómica de Europa y pertenece a la familia de las Matoniáceas todavía existentes. Huayanca.

Además, hay algunos otros Filicales, menos bien conocidos, entre ellos *Ruffordia Goepperti* DKR., abundantes en el neocómico de otras regiones distantes de Huayanca.

Cycadophyta. Estas aparecen con menos frecuencia en la flora neocómica del Perú que las Pteridophyta, pero se encuentran en todos los lugares donde abundan los restos de plantas. Es algo difícil distinguir las especies guiándose simplemente por las hojas pennadas, porque en general no se pueden aislar más que fragmentos de ellas. En la isla de San Lorenzo se encuentran, de vez en cuando además de hojas, piñas u hojas sueltas en forma de escamas. El género más común es

Otozamites, cuyas hojuelas con base en forma de orejas están superpuestas sobre el lado superior del pecíolo.

Otozamites peruvianus SALF. (fig. 115), de hojas grandes con hojuelas puntiagudas y encorvadas en forma de sable.

Otozamites Neumanni ZEILL. (= *Glossozamites Hauthali* SALF.) (fig. 116), con hojuelas más lineares y más redondeadas al final. A esta especie pertenecen quizá hojas con hojuelas más estrechas y más distantes (como fig. 117), que tal vez si hay que clasificarlas como de *Ptilophyllum*. Estas dos especies abundan en muchos sitios.

Fig. 114.
Matonidium Goepperti DUNK.
Neocómico inferior. Mina de Santa Rosa, cerca de Huayanca. *B* un «sorus», aumentado.

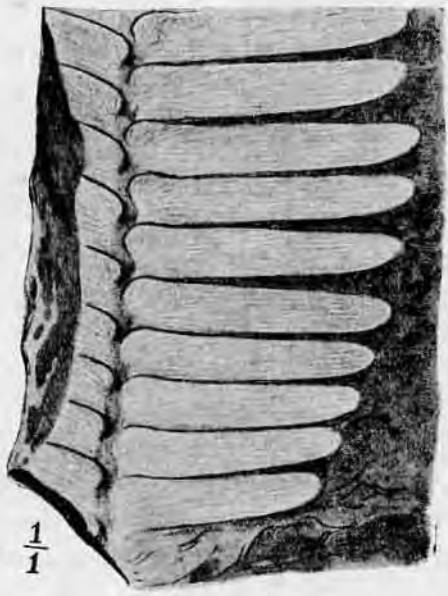


Fig. 116.
Otozamites Neumanni ZEILL.
Neocómico inferior. Mina de Santa Rosa, cerca de Huayanca. Fragmento de hoja visto del lado superior. Muestra la extensión en forma de oreja, en la base de las hojas pennadas.

Fig. 115.
Otozamites peruvianus SALF.
Neocómico inferior. Cerro de San Cristóbal, cerca de Huayanca.
Una hoja pennada aislada.

Fig. 117.
Otozamites cf. *Neumanni* ZEILL.
Neocómico inferior. Cerro de San Cristóbal, cerca de Huayanca. Una hoja incompleta, vista del lado inferior, con hojuelas pennadas largas.

Otozamites Klipsteini Dkr. (= *Zeilleri* Berry) fig. 118, que se distingue de las especies mencionadas por sus hojuelas ovales. Generalmente las hojuelas son más chicas que las de la especie europea del neocómico. Son más raras que las otras especies.

Otozamites sp.? (fig. 119) de hojuelas muy grandes, con venas paralelas y con base en forma de oreja, que se encuentran frecuentemente cerca de Huayanca, podrían también pertenecer a los *Otozamites*.

Coníferas. En comparación con los otros dos grupos de plantas no son tan frecuentes, pero

Brachyphyllum Pompeckji Salf. (fig. 120) abunda por todas partes de la Cordillera, caracterizado por hojas cortas en forma de escamas que se ciñen alrededor del tallo, y en hacecillos densos. Formas similares, son frecuentes en el cretácico inferior y en el jurásico de Europa y Norte América.

Más escasa ha mostrado ser otra conífera que por su ramificación pennada y por sus hojas distantes y puntiagudas recuerda mucho la

Walchia? (fig. 121), género que no se conoce hasta ahora sino en capas mucho más antiguas, especialmente del pérmico, y que se asemeja habitualmente mucho a la *Araucaria excelsa* de hoy.

En sus caracteres generales, esta flora concuerda admirablemente con la flora del neocómico inferior, tal como se conoce en Europa.

Fig. 118.
Otozamites Klipsteini Dkr.
Neocómico inferior. Cerro de San Cristóbal cerca de Huayanca. *A* molde del lado inferior de una hoja en la arenisca. *B* hoja pennada con nervadura radial.

Weichselia, *Otozamites*, *Cladophlebis Dunkeri*, *Onychiopsis Mantelli*, *Ruffordia* y otras, son plantas características del neocómico inferior de Europa, especialmente del wealdiano, es decir, de una formación continental carbonífera, que se originó en regiones bajas y muy vecinas al mar, debajo y encima de la cual se encuen-

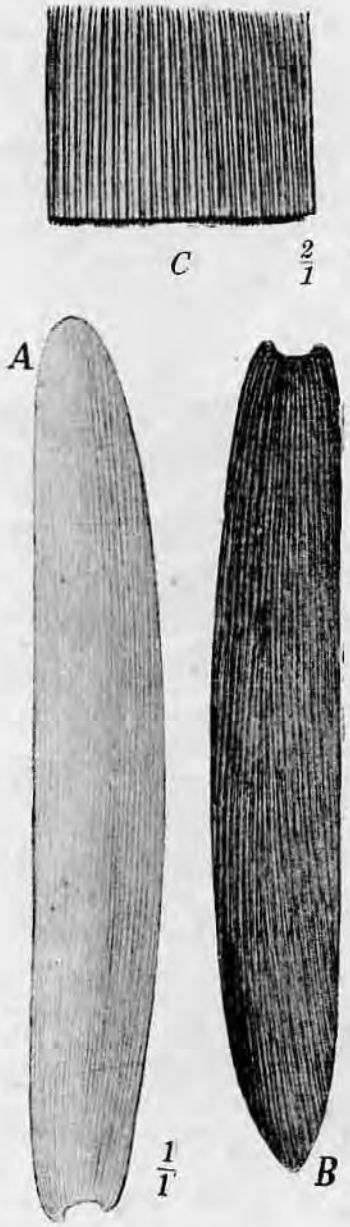


Fig. 119.
Otozamites sp.?
Neocómico inferior. Mina de Santa Rosa, cerca de Huayanca. *A*, *B* dos hojas pennadas de diferente forma. *C* nervadura de una hoja pennada.

Fig. 120.
Brachyphyllum Pompeckji Salf.
Neocómico inferior. Cupisnique, cerca de San Pedro de Yoc, distrito de Pacasmayo. Una rama de ramificación penada.

Fig. 121.
Walchia?.
Neocómico inferior. Mina de Santa Rosa, cerca de Huayanca. Rama hojosa.

tran depósitos marinos, igual que pasa con el neocómico carbonífero inferior del Perú.

Debido a las condiciones similares en cuanto a origen y edad de la flora, igual en ambos mundos, se puede hablar pues de una formación y flora wealdiana en el Perú, por cuanto también se encuentran ciertos moluscos de agua dulce comunes a ambas regiones, como por ejemplo *Paraglauconia strombiformis*, *Paludina* y *Cyrena*, y otros (véase p. 112—114).

b. Barremiano.

Literatura: Boit 1926. Dueñas 1919. Fritzsche 1923. Gerth 1915. Lissón 1907.

Encima de las capas más altas de las areniscas y pizarras carboníferas y ocasionalmente también dentro de éstas, se hallan por lo común rocas más o menos calcáreas bajo la forma de calizas gris-azuladas, margas pizarrosas, areniscas calcáreas o tobas abigarradas. No solamente por su contenido en cal, se nota el principio de la influencia marina, sino también por sus fósiles. Aparecen moluscos de origen marino, pero frecuentemente asociados a formas del agua salobre o dulce. El mar toma posesión paulatina del continente y los sedimentos arenosos principian a escasear, lo mismo que los restos de plantas terrestres y carbones. Esta época concluye al fin con la formación de una potente caliza, compacta, de origen puramente marino, que por sus fósiles demuestra ser una caliza de caprotinas (caliza de lapiaz, caliza urgoniana), tal como presenta el término superior del barremiano europeo de Asia occidental y Africa del Este, caracter que se observa aún en algunas partes, hasta en el aptiano.

Esta transición de las condiciones preferentemente continentales, sucede dentro de una serie de estratos de varios centenares de metros de espesor bajo forma muy variable que vamos a dilucidar a base de diferentes ejemplos con el fin de conocer variaciones.

En la Quebrada de Quitacalzón, arriba de Huayanca (E. 8) (fig. 122), sigue inmediatamente encima de las areniscas carboníferas, atravesadas por andesitas y filones metalíferos, una masa de unos 100 m de espesor de calizas gris-azuladas, estratificadas con fajas y concreciones de piedra córnea, que contienen varias capas con *Paraglauconia Studeri* var. *peruana* y *Cyrena* en mal estado de conservación. Las «capas intermedia-

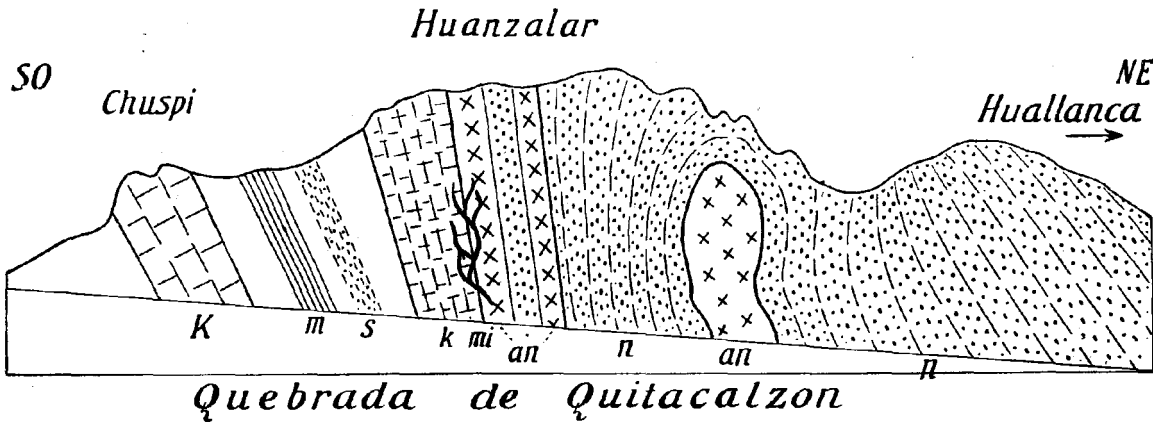


Fig. 122.

Perfil de la Quebrada de Quitacalzón, arriba de Huayanca.

n arenisca carbonífera del neocómico inferior con filones de andesita (*an*) y filones metalíferos (*mi*). *k* caliza inferior del barremiano, bien estratificada, en parte mineralizada. *s* areniscas verdes. *m* margas rojas de las capas intermediarias. *K* caliza superior (caliza con *caprotinas*) maciza y que forma al descomponerse lapiaz, con *Caprotina ammonia* y *Agria Blumenbachi*, y en su parte superior con *Pecten* y *Exogyra*.

rias» y potentes que siguen más arriba (m), son de naturaleza preferentemente margo-arenosa, y generalmente abigarradas y concluyen con unos 80 m de calizas potentes, macizas: calizas con caprotinas (K).

El mismo perfil demuestra el plano oriental del anticlinal próximo, cerca de Torres, en la parte alta del valle (fig. 123). Sólo se ven descansar aquí las calizas margosas del aptiano (a) ricas en fósiles sobre la caliza con caprotinas (K).

Aguas abajo de Carhuás, en el valle de Santa (E. 8), en una quebrada que sube hacia el naciente (fig. 124), se observa encima de areniscas y pizarras carboníferas de gran espesor (n) atravesadas por andesitas (an), nuevamente la caliza inferior del barremiano (k), pero aquí poco potente y al parecer sin fósiles; y siguen por encima las «capas intermediarias» (ks) compuestas de una serie alternada de margas y calizas oscuras, que contienen una mezcla de moluscos marinos y de agua salobre o dulce con restos de peces, como: *Turbo Santavallensis* Fritz., *Natica* sp., *Coelodus* sp., *Paraglauconia strombiformis* var. *peruana* (fig. 125) Fritz., *P. Studeri* Vil., *Hydrobia* sp.

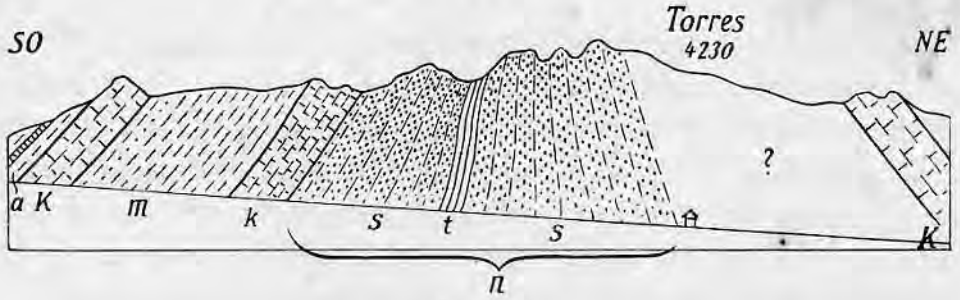


Fig. 123.
Perfil del cretácico inferior cerca de Torres, arriba de Huayanca (véase lám. II fig. 1).

n arenisca del neocómico inferior con intercalaciones de pizarra (*t*).
k caliza inferior del barremiano con gastrópodos y cyrenas.
m capas intermediarias margo-arenosas.
K caliza superior (caliza con caprotinas) con *Caprotina*, *Agria* y *Exogyra aquila*.
a calizas margosas del aptiano con numerosos fósiles característicos.

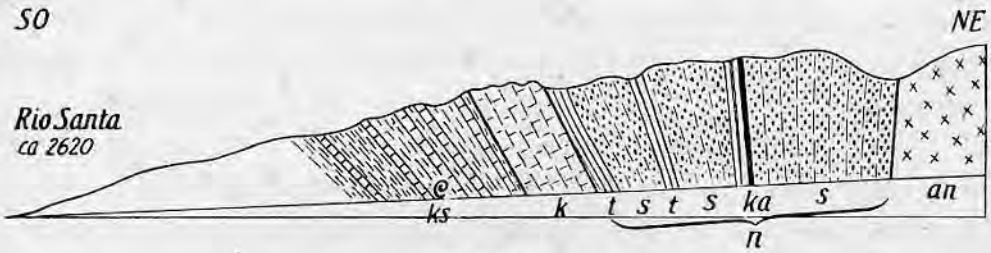


Fig. 124.
Perfil del cretácico inferior en la quebrada que conduce a la parte alta y oriental, al pié de Carhuás; valle de Santa.

n arenisca carbonífera (*s*) y pizarra arcillosa (*t*) del neocómico inferior, atravesadas por andesita (*an*).
k caliza inferior del barremiano.
ks capas intermediarias con numerosos fósiles en algunas capas.

Fig. 125.
Paraglauconia strombiformis v. Schloth. var. *peruana* Fritzsche.
Barremiano.
Carhuás.
Tamaño doble.

Fig. 126. *Cyrena huarazensis* Fritz.
Barremiano. Uchpacota al norte de Huarás. Valva izquierda,
Tamaño doble.

Al Este de la Quebrada de Baños, 5 km al Norte de Huarás, al Sud del lugar recién descrito, descansa la caliza inferior del barremiano sobre la arenisca carbonífera. Por arriba sigue un sistema de más de 100 m de espesor de margas tobáceas ferruginosas, areniscas y calizas impuras con moluscos marinos como *Trigonia flexicostata* Fritz. y *Tr. Inca* Fritz., *Rostellaria*; y más o menos a un kilómetro más abajo, en Uchpacota, se encuentran pizarras negras con muy abundantes cyrenas, como

Cyrena huarazensis Fritz. (fig. 126) y *C.* cf. *Brongniarti* Dunk., conocida del wealdiano de Europa y trigonias con calizas onduladas repletas de pequeñas ostras o sea que se repite como en Baños una mezcla de moluscos marinos y de agua dulce. Tampoco faltan indicios de tortugas.

Un perfil muy completo del neocómico superior y del cretácico medio inferior, se puede estudiar en la Quebrada Angosta cerca de Pariahuanca entre Carhuás y Huarás (fig. 130, p. 121). Sobre la caliza inferior del barremiano descansa aquí un sistema de 250—300 m de espesor de margas y pizarras oscuras con repetidas intercalaciones de tobas rojas o verdes y areniscas blandas que forman en el paquete de la caliza de caprotinas un estrato de 30—40 m. También aquí hay cyrenas junto con pequeñas ostras.

Estas potentes capas intermediarias, de carácter mixto marino-salobre, con sus grandes intercalaciones de tobas rojas y verdes de diabasa y meláfido (lám. II, fig. 2s), forman en conjunto, con los estratos calcáreos que las encierran un miembro fácilmente reconocible en la série cretácica. Asi se reconoce inmediatamente entre Carhuás y la mina Buenacashma (lám. III, fig. 2) situada más al Oeste, en el lado oriental del portachuelo de Yanashallash que atraviesa el confín meridional de la Cordillera Blanca (E. 8 — lám. II, fig. 2) y en otros lugares en que se distingue desde lejos.

En las partes setentrionales de la Cordillera, p. e. entre Sihuas y Tarica (E. 7) y en la región de Cajamarca (D. 6), el barremiano parece tener un espesor mucho menor y destacarse con menor claridad, pues se han encontrado dos amonites que, no siendo de muy segura determinación, deben considerarse sólo con reserva como pruebas de la existencia del barremiano (Lissón 1924, 61).

Por lo demás escasean mucho las intercalaciones volcánicas y también a menudo las potentes calizas del piso y del techo de las capas intermediarias más blandas, siendo esta la razón por la que este piso no ha sido distinguido por los observadores anteriores. Es de suponer con todo pues, que las areniscas y margas, poco potentes y poco fosilíferas al parecer, representen allí el barremiano.

Las capas intermediarias tienen un desarrollo notable en la región de Pomabamba (E. 7): en un lugar situado al Oeste de este pueblo, llamado Colpa (lo que significa «sales eflorescentes»), descansan sobre las areniscas carboníferas, calizas poco potentes que a su vez yacen sobre capas yesíferas. Se han formado pues en esta época sedimentos salinos que aparentemente alcanzan mayor desarrollo y extensión hacia el Sur del país (véase p. 118). Un hallazgo semejante de yeso cita Dueñas al tratar de un yacimiento explotable en las arcillas rojas, superyacentes a la arenisca carbonífera de los altos del Roco, cerca de Yanahuanca, al NO de Cerro de Pasco. Boit. (1926) menciona también un yacimiento de yeso en Huailas (E. 7).

En la región de Oroya y Gollarisquisga, Mc Laughlin tampoco ha separado un piso especial entre las areniscas carboníferas y el aptiano. Aquí el barremiano está representado quizás por las areniscas superiores en parte calcáreas y por las pizarras rojas con mantos de lava («capas de Bolognesi» p. 96) yacentes sobre el carbón; y no existen, al parecer, las masas continuas de caliza.

Con la caliza de caprotinas, el barremiano concluye hacia arriba. Esta contiene la misma fauna, que en Europa la llamada «caliza inferior de lapiaz» o «caliza urgoniana» o sea con *Agria*, que en ese continente se consideran en el techo del barremiano. Se puede pues delimitar bien hacia arriba el barremiano en todas partes del Perú donde aparece la caliza de caprotinas, pero el límite inferior hacia el hauteriviano queda todavía inseguro por falta de fósiles característicos.

La caliza de caprotinas de la Cordillera, contiene, generalmente, lo mismo que la de Europa, moluscos grandes de concha gruesa, que tienen al parecer sólo escasa repartición. Es dificil sacarlos de la roca y tampoco salen bien por descomposición, de

modo que sólo se les puede identificar por sus cortes que son bien visibles y llaman mucho la atención. Solamente en el valle de Matash, cerca de Huayanca (F. 8), encontré muchos fósiles al estado silicificado y bien separados por la descomposición de la ganga. Pertenecen en su gran mayoría a los lamelibranquios paquiodontes y son:

Agria Blumenbachi STUD. (fig. 127, 128), conchas conoides, hasta casi cilíndricas, con costillas longitudinales, a menudo ligadas en gran número (fig. 128). En corte (fig. 128) la cavidad de la concha y el sedimento se destacan bien de la concha misma, por el color oscuro de este. Se halla muy repartida en la Cordillera setentrional, p. e. en la región de Amotape (BRAVO), en el valle de Santa y en los alrededores de Huayanca. También se ha encontrado en el Norte de Chile (Copiapó, La Serena).

Fig. 127. *Agria Blumenbachi* STUDER. Barremiano superior. Francia meridional (según MATHÉRON). Una concha aislada completa con valva inferior cónica, y valva superior operculiforme.

Requienia (*Caprotina*) *ammonia* GF. sp. también muy abundante, tienen conchas espiralmente enrolladas como *Toucasia*, pero más chicas que éstas.

Toucasia cf. *carinata* MATH. sp. (fig. 129), de concha muy gruesa con vértice espiralmente enrollado, se la encontró en Cañete (LISSÓN).

Además de estos mejillones de concha gruesa, hay caracoles grandes del género *Nerinea*; pero se han observado sólamente cortes de ellos.

Si bien la caliza de caprotinas parece faltar en muchas partes de la Cordillera, especialmente en las orientales, forma a pesar de eso un miembro importante del infracretácico. En los alrededores de la Cordillera Blanca, su espesor debe de variar entre 40 y 100 m, pero en las cercanías de Lima alcanza según LISSÓN un espesor de 1000 m aproximadamente. En este caso es probable que represente quizás el barremiano entero, y también partes del aptiano como en Europa. Aquí y más al Sud, hasta Cañete, se la explota en

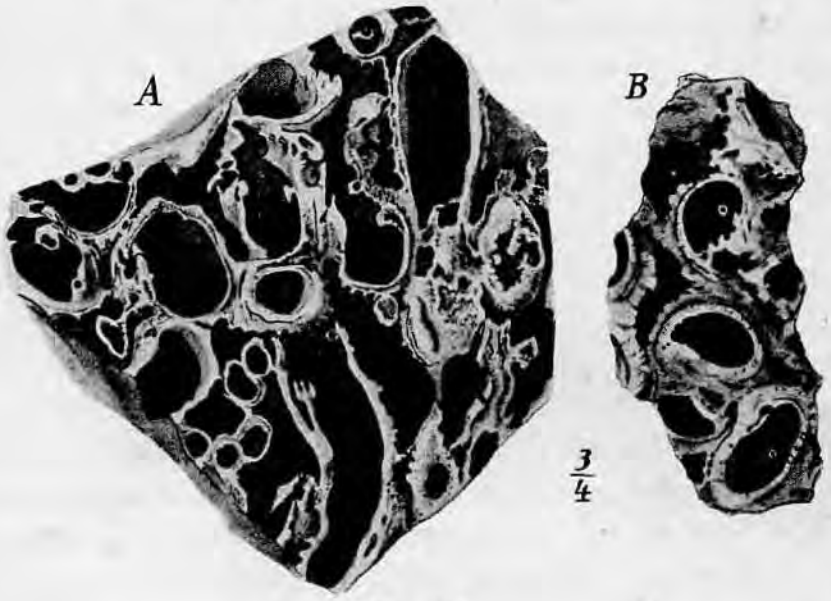


Fig. 128.
Agria Blumenbachi Studer.
Barremiano superior. Matash, cerca de Huayanca. Varias conchas pegadas unas con otras en corte longitudinal y en parte transversal y oblícuo.

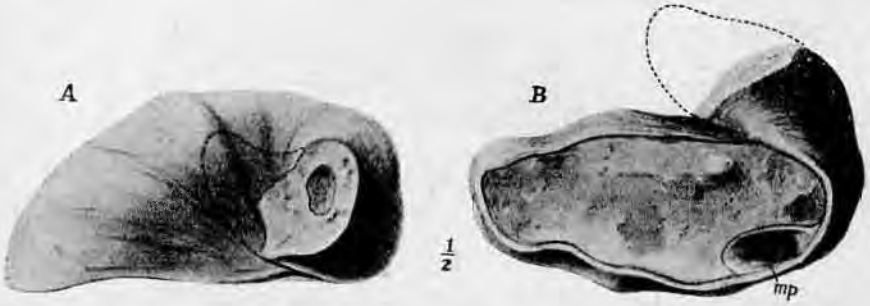


Fig. 129.
Toucasia cf. *carinata Math.*
Barremiano superior. Chilca, cerca de Cañete, dept. de Lima. *A* valva derecha (superior), por fuera. *B* el interior B^1 diente cardinal. *mp* impresión muscular posterior.

numerosas canteras, usándola para varios propósitos. Algunas capas se componen casi de carbonato cálcico puro, mezclado solamente a un poco de sílice, mientras que otras contienen mayor cantidad de arcilla o fierro, pero especialmente de arena, y una pequeña cantidad de magnesia. El contenido de sustancia bituminosa sube a veces considerablemente. Se han observado fragmentos aislados de

diabasa-meláfido en ella; y en el contacto con la granodiorita del Cerro de San Cristóbal, contiene granates rojos y verdes y otros minerales de contacto.

Poco se sabe del desarrollo del barremiano en las partes meridionales de la Cordillera del Perú, pero parece que la serie de capas infracretácicas observada por GERTH (1915) en el valle superior del Apurímac, al Oeste de Cusco, comprende también este piso. Este géologo pudo constatar allí la siguiente serie de estratos de arriba hacia abajo:

a) areniscas rojas y conglomerados volcánicos,
b) formación yesífera, de varios centenares de metros de espesor
c) calizas oscuras con *Exogyra Couloni*?
d) pizarras margosas negras con *Hoplites*.

Los estratos bajo «c» y «d» pertenecen aparentemente, por los fósiles encontrados en ellos, al neocómico inferior marino; las capas yesíferas, areniscas rojas y conglomerados volcánicos que siguen por encima, deben ser barremianos, sólo que los depósitos de yeso alcanzan aquí un espesor mucho más grande que en el Norte de la sierra, donde únicamente fueron observados en determinados sitios (p. 115). También BOWMAN (1916) encontró capas parecidas con sal y yeso al Norte del Cusco, donde están igualmente relacionadas con areniscas rojas, arcillas pizarrosas y calizas.

Queda pendiente todavía la edad de las calizas compactas de gran espesor muy distribuídas en el departamento del Cusco, que se observan a menudo en el techo (superyacente) de cuarcitas y areniscas (JOCHAMOWITZ 1908). Si las cuarcitas tienen una edad infraneocómica, como los afloramientos conocidos del Cusco la tienen, entonces las calizas del techo (superyacente) no pueden ser otras que las de caprotinas; apoyan esta idea la descomposición en lapiaz y la dificultad de poder sacar fósiles determinables.

Ofreciendo pues el carbónico y el infracretácico una identidad sorprendente por sus caracteres litológicos (areniscas, calizas, rocas volcánicas, yeso, margas coloradas), solamente por su flora y fauna fósil puede hacerse posible una separación segura.

c. Aptiano.

Literatura: Berry & Singewald 1922. Boit 1926. Douvillé, R. 1906. Gabb 1877. Hyatt 1903. Lissón 1908, 1924. Neumann 1907. Sommermeier 1910, 1913.

Encima de las calizas de caprotinas, o de las capas arenoarcillosas que parecen reemplazarlas, sigue en toda la Cordillera del Perú un horizonte no muy potente (15—150 m), fácilmente reconocible por su homogeneidad litológica y su riqueza extraordinaria en fósiles, que le dá singular importancia. Está compuesto esencialmente de una sola alternativa de calizas azuladas, negras, o también amarillentas en estado descompuesto, y margas de colores parecidos, a menudo también blancas. Sólo ocasionalmente, como en la región de Cajamarca, estos estratos se vuelven ferruginosos adquiriendo colores rojizos y hasta parduzcos. A menudo hay un contenido débil de arena, pero a veces existen capas arenosas. Parecen faltar por completo intercalaciones de material volcánico.

Con estos caracteres se ha constadado el aptiano por toda la Cordillera del Perú. Se le reconoce en el extremo Noroeste de la Cordillera de Amotape (A/B. 3), el extremo Noreste del valle del río Utcubamba, en la región de Chachapoyas (E. 5) y más al Sur en la región de Patás (E. 6). En el Sudeste, se le ha encontrado en Chuquibambilla, 100 km al Sud del Cusco; y en el Cerro Ayabacas entre Pusi y Taraco, al principiar el ferrocarril de Juliaca al Cusco (L. 12 — no está dibujado en el mapa). Se le ha encontrado también, en el río Chinchipe cerca de la frontera del Ecuador.

Gregory (1916) describe bajo la denominación de «formación de Yucay» las calizas compactas y de considerable espesor, en su mayoría sin estratificación, de color gris-negruzco, que al N, S y O del Cusco ocupan extensos terrenos que descansan sobre la formación de Huayabamba (pag. 35). Se usan mucho sus rocas, en la región del Cusco, para construcciones y otros fines; y la conocida fortaleza incáica Sacsahuamán, está construída con ellas. Los escasos restos de fósiles, no han permitido una determinación exacta; pero según Stanton, los sedimentos no pueden tener una edad mayor que la cretácica; pero los restos de *Vola* que comprenden indican la existencia del barremiano-aptiano o cenomaniano según nuestros actuales conocimientos.

Según GERTH (1915) las calizas son muy semejantes a rocas parecidas encontradas cerca de Puno que considera junto que las calizas de Potosí, de edad cretácica probablemente muy superior (formación de Puca; p. 179). LISSÓN (1918) menciona como proveniente de la roca de Sacsahuamán, *Cucullaea Mareso-Teutobuchus* (COQU.) NEUM., fósil descrito por NEUMANN, (1907, 109) como proveniente del senoniano inferior y que pertenece más bien al aptiano, como toda la fauna del Abra de Charata (SOMMERMEIER 1910, 315).

Cerca de Chala (H.14), el aptiano llega casi a la costa del Pacífico.

GERTH (1915) encontró el aptiano fosilífero en superposición sobre areniscas neocómicas en Huancavelica; y también más al Norte en Huancayo (G.11), BERRY y SINGEWALD (1922) encontraron igualmente cerca de Huancavelica muchos fósiles característicos, pero no separaron el aptiano de las calizas del cenomaniano también ricamente fosilíferas, y pusieron de un modo increíble los dos pisos juntos en el turoniano o senoniano. Igualmente NEUMANN (1907), se había equivocado en clasificar como senoniana la fauna del aptiano del Abra de Charata, entre Oroya y Tarma (G. 10), porque en aquel tiempo el género de amonites *Placenticeras* era considerado como fósil característico del senoniano.

En los alrededores de la Cordillera Blanca y en muchas otras partes de la Cordillera Occidental, el suelo (infrayacente) del aptiano está formado por caliza de caprotinas del barremiano y el techo (superyacente) por el albiano (+ vraconiano; fig. 130). Principia allí con calizas margosas que contienen una ostra grande fácilmente reconocible, *Exogyra aquila* (fig. 137, p. 125/6), en cantidad abundante y por encima siguen las capas con una fauna muy variada. En cambio en las Cordilleras orientales, el aptiano parece descansar muchas veces en transgresión sobre capas mucho más viejas como p. e. en las orillas del Marañón y al Este de Corongo (E. 7), donde aflora inmediatamente encima de la base cristalina.

La numerosa **fauna**, se compone preferentemente de moluscos marinos, especialmente de amonites y lamelibranquios. Algunos equinoideos, que aparecen aquí por primera vez en el cretácico, son también de gran importancia.

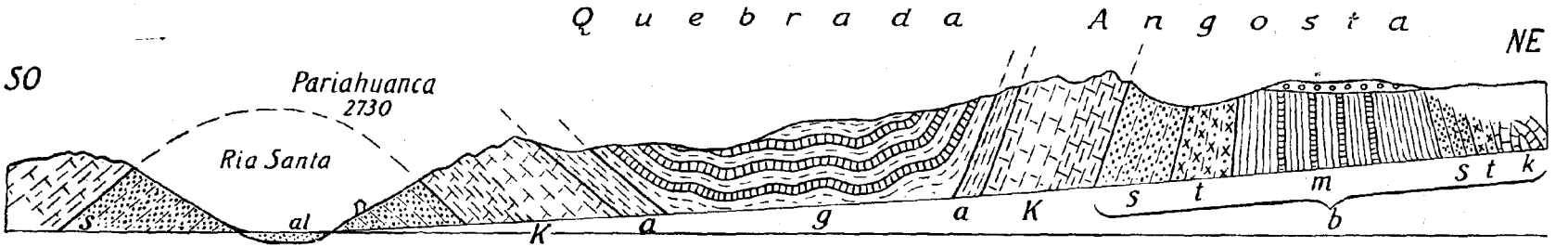


Fig. 130.

Perfil del cretácico inferior en la Quebrada Angosta, cerca de Pariahuanca, en el valle de Santa entre Huarás y Carhuás.

g Albiano (+ vraconiano). Arcillas pizarrosas negras bituminosas, con mantos de caliza pálida debajo y arriba con intercalaciones y concreciones de caliza negra con *Acanthoceras Lyelli*, *Schloenbachia Roissyi*, *acutecarinata* y otras con *Inoceramus concentricus* var. *Salomoni*. Estas capas están plegadas en forma secundaria varias veces.

a Aptiano. Alternativa de calizas margosas y margas amarillentas con más o menos 15 m de espesor y *Douvilléiceras mammillatum*, *Trigonia subcrenulata*, *Ennallaster texanus*, *Exogyra aquila* etc.

K Caliza con caprotinas. En su parte inferior calizas de color gris azulado, estratificadas y de 80—100 m de espesor, que en su parte media ofrecen mala estratificación o desaparece. En su parte alta son margosas y en medio de las calizas no estratificadas, se ofrece un manto de arenisca y varias capas con *Caprotina ammonia*, *Agria Blumenbachi* y grandes *Nerineas*. En las capas más altas, hay grandes ejemplares de *Exogyra aquila*.

b Barremiano. Arriba: areniscas duras y blandas (*s*), sin fósiles; más abajo: alternativa de tobas rojas y verdes (*t*) con margas oscuras; debajo: margas con intercalaciones calcáreas (*m*) y por último capas arenosas, en cuya base hay otra capa de toba (*t*). En las margas oscuras se descubren pequeñas ostras y cyrenas?

La parte mas antigua de la formación, está por último constituida por algunas capas de caliza compacta (*k*) (caliza inferior del Barremiano?), cuyo conjunto tiene un espesor de unos 300 metros.

Encima de las margas hay una capa de ripios diluviales,

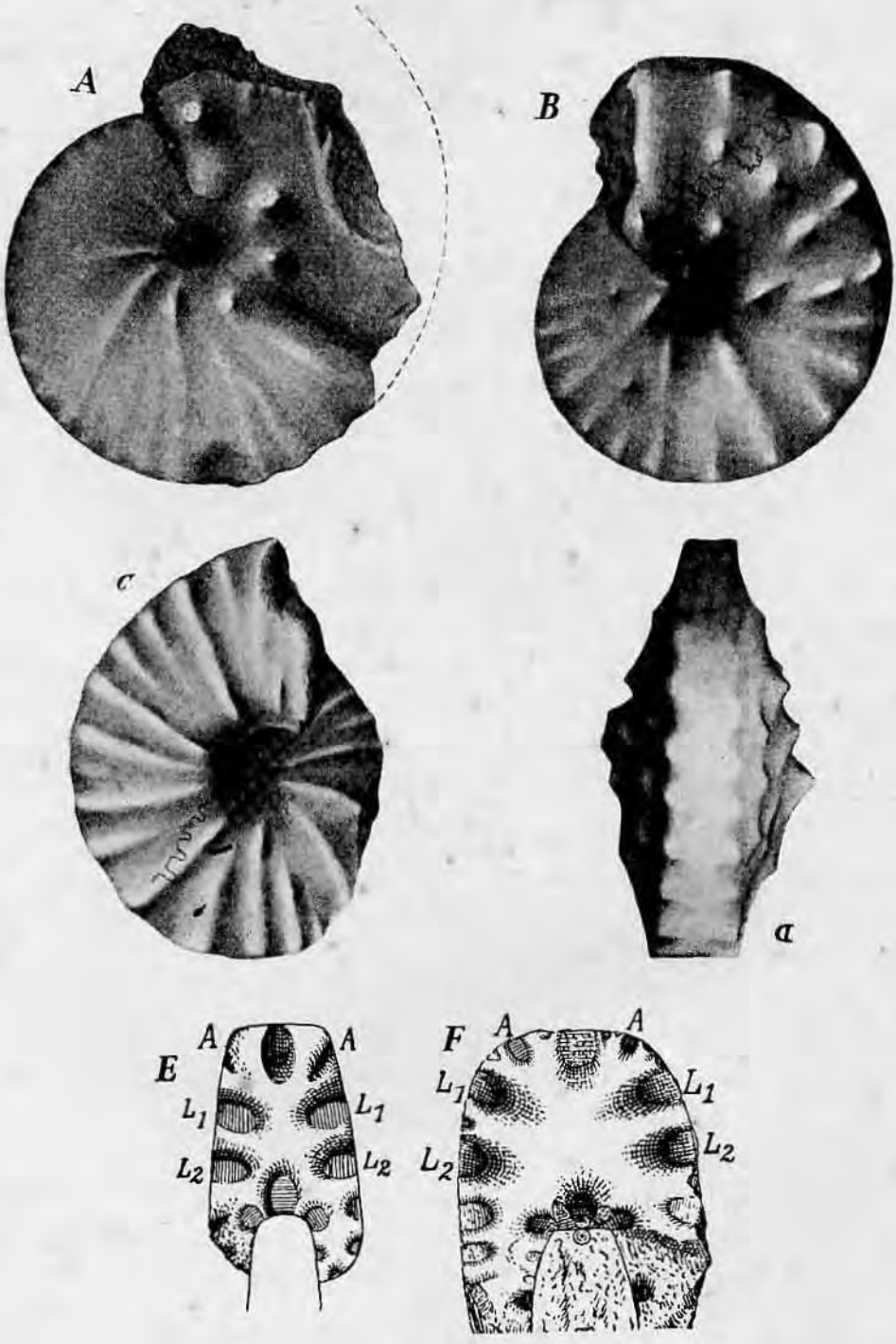


Fig. 131.

Knemiceras attenuatum Hyatt. Aptiano, Perú (de diferente procedencia). *A*: *Kn. att.-typicum* var. *spinosa*. *B*: *Kn. att.-Raimondi*. *C*: *Kn. att.-crassicostatum*. *A—C* concha de lado. *D*: *Kn. att. crassicostatum*, concha de dorso. *E*, *F*: *Kn. attenuatum-Raimondi*, varios cortes de la vuelta.

Amonites. Como los más frecuentes y característicos de este piso, mencionaremos géneros con costillas y nudos fuertes, de los cuales los *Knemiceras* tienen una vasta propagación con numerosas variedades.

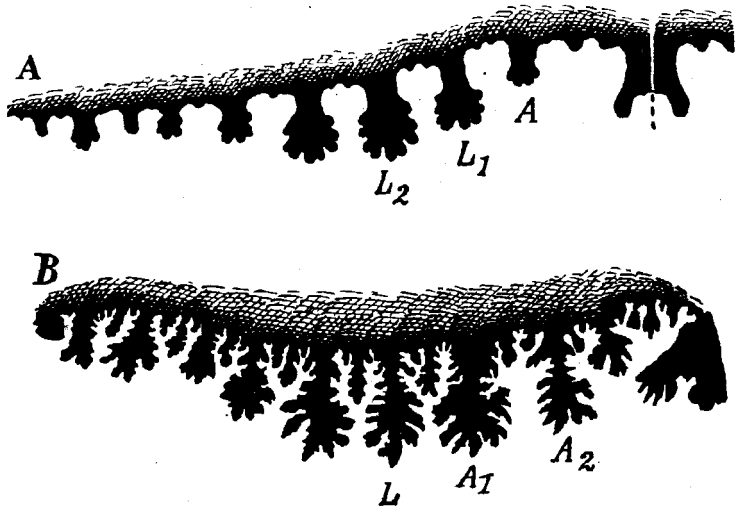


Fig. 132.

A: *Knemiceras attenuatum crassinodosum*, sutura. *B*: *Placenticeras pernodosum* SOMMERM., sutura.

Knemiceras attenuatum HYATT (fig. 131 A—F, 132A), tiene conchas de ombligo estrecho y que están cubiertas por costillas débilmente encorvadas y partidas o con nudos internos (A). A veces, las costillas se sustituyen por hileras de nudos alargados (B), o engruesan al mismo tiempo en forma de nudos (C, D). El lado exterior es aplanado y limitado en ambos lados por nudos (D). El corte transversal de la vuelta es estrecho y alto (E), o casi cuadrado (F). Tales y otras variedades, pasan de una a otra sin ofrecer límites bien marcados. La sutura (fig. 132A) se compone de numerosas sillas ensanchadas hacia arriba e incisiones solamente cortas.

Placenticeras (fig. 132B, 133A) se asemeja mucho por su aspecto al género anterior, pero se distingue por ser más grueso y especialmente por la sutura, cuyas sillas y lóbulos están partidos por numerosas y hondas incisiones (132B). Los siguientes representantes de este género, tienen formas con costillas:

Parahoplites, que tienen, como *P. Milletianus* D'ORB. y *P.* aff. *Schrammeni* JAKOB (fig. 134), conchas con ombligo ancho y costillas fuertes sin nudos que atraviesan el lado exterior de la concha.

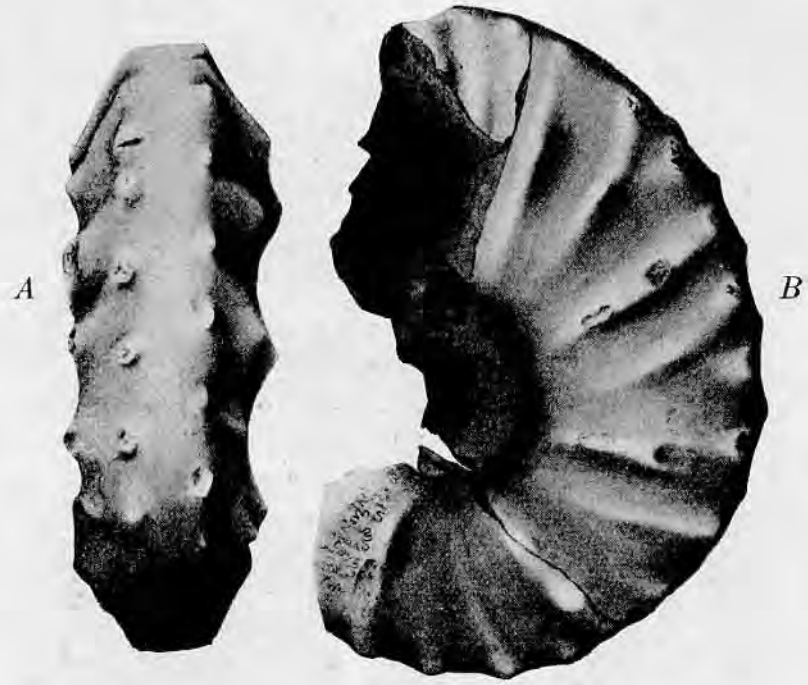


Fig. 133.
Placenticeras guadeloupeforme SOMMERM.
Aptiano. Pilancones, cerca de Hualgayoc. (*B*) Concha de lado y (*A*) de dorso (*A*).

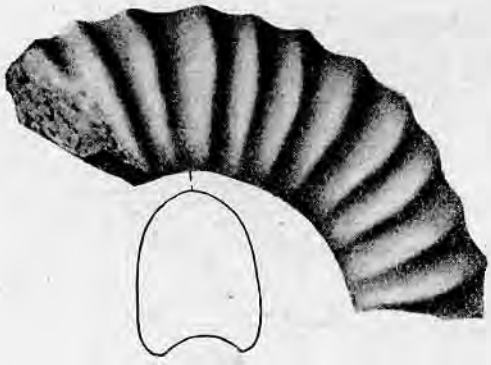


Fig. 134.
Parahoplites aff. *Schrammeni* JAKOB.
Aptiano. Sihuas. Fragmento de una vuelta y corte transversal de la misma.

De las conchas sin costillas, provistas solamente de estrangulaciones, son importantes:

Puzosia Emerici RASP. (fig. 135), de conchas involutas con estrangulaciones angostas y

Desmoceras Schlagintweiti SOMM. (fig. 136), con estrangulaciones anchas que se acumulan hacia el fin de la concha.

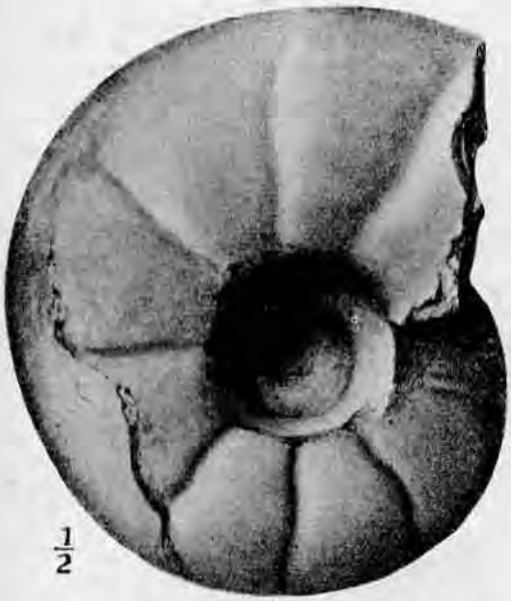


Fig. 135.
Puzosia Emerici. Rasp.
Aptiano. Cashapucro, al Oeste de Sihuas. D e lado.

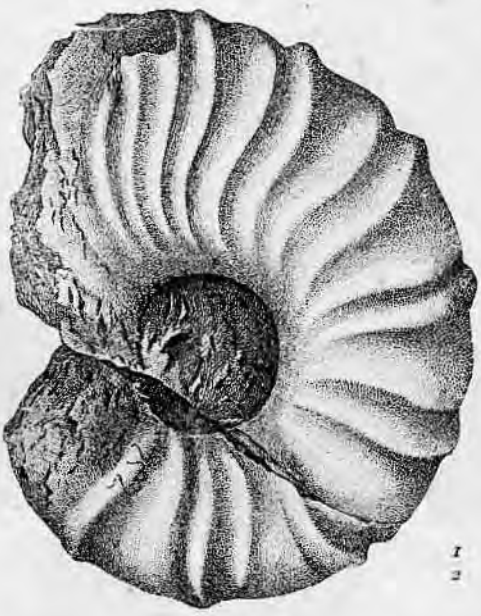


Fig. 136.
Desmoceras Schlagintweiti Sommerm.
Aptiano. Pilancones, cerca de Hualgayoc; Perú setentrional. De lado. ½ del tamaño natural. Copia según Sommermeier.

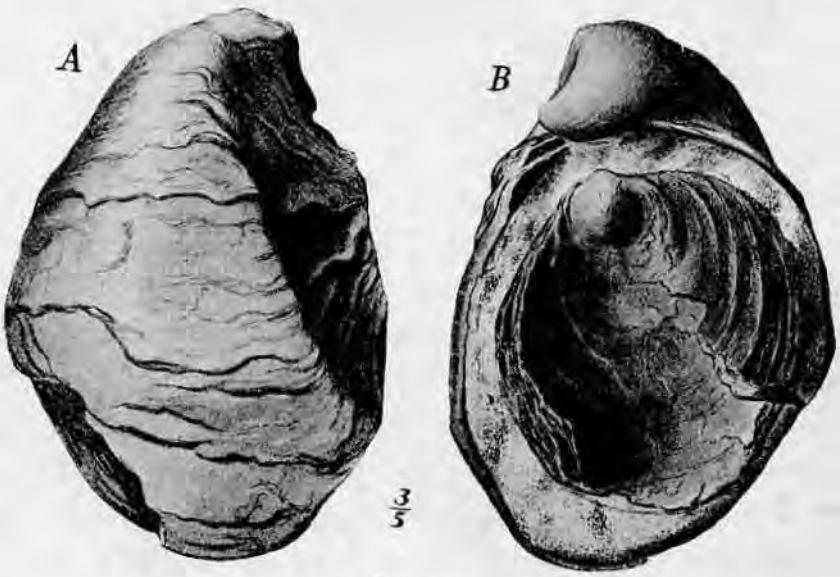


Fig. 137.
Ostrea (*Exogyra*) *aquila* Brgt.
Aptiano. Huaninga, al Oeste de Carhuás, valle de Santa. *A* concha que muestra la valva inferior, y *B* valva superior que ofrece visible el vértice espiralmente torcido de la valva inferior.

Se hallan también Gasterópodos aislados y generalmente mal conservados.

Entre todos los fósiles de este piso, los **lamelibranquios** son los más abundantes y muchas veces tan grandes y de conchas tan gruesas que no pueden pasar desapercibidos. Esto pasa ante todo con las ostras, que se hallan de preferencia en los estratos calcáreos. De estas:

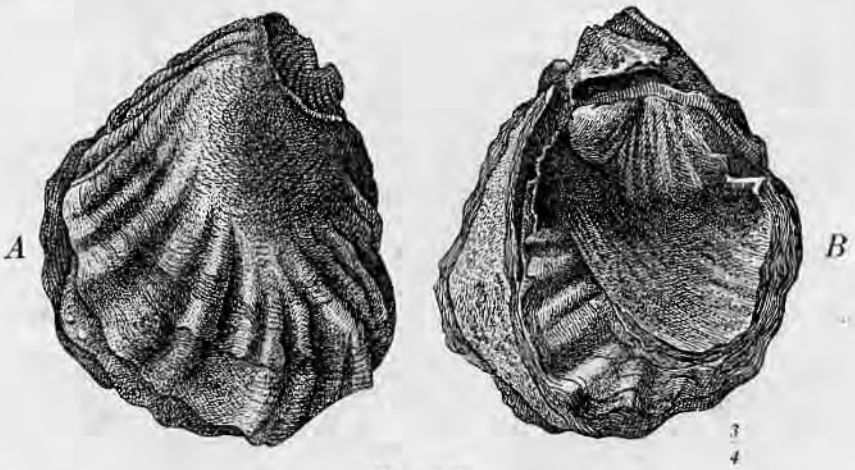


Fig. 138.
Ostrea (*Exogyra*) *Minos* Coqu.
Aptiano. Huaninga, al oeste de Carhuás. *A*, valva inferior adherida a un amonites, y *B*, valva superior. 3/4 del tamaño natural. Copia según Sommermeter.

Ostrea (*Exogyra*) *aquila* Brgt. (fig. 137), es especialmente abundante en las capas limítrofes entre el barremiano y el aptiano. La valva mayor y inferior (A) está espiralmente enrollada (B) y provista de una arista (A). Por lo demás la concha es lisa.

Ostrea (*Exogyra*) *Minos* Coqu. (fig. 138) es más chica, pero tiene ambas valvas ornadas con costillas gruesas y pliegues, mientras que la parecida y también abundante *Exogyra Boussingaulti* d'Orb. no tiene costillas en la valva superior.

Vola quinquecostata Sow. var. *Morrisi* Pict. et Ren. (fig. 139) es frecuente en todas partes y se la puede reconocer fácilmente hasta en fragmentos, por la forma de la concha y sus costillas.

Arca, con concha muy gruesa y sin ornamentos, pero con arista marcada, que está representada por:

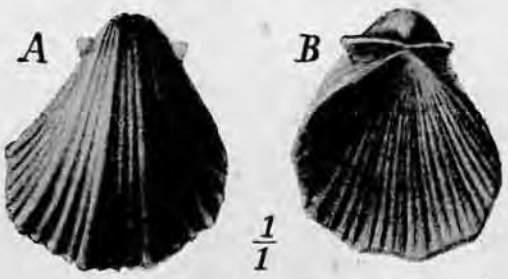


Fig. 139.
Vola quinquecostata Sow. var. *Morrisi* Pict. & Ren.
Aptiano. Huañambra cerca de Celendín. *A*, valva inferior convexa. *B*, valva superior cóncava.

Fig. 140.
Arca (*Cucullaea*) *brevis* d'Orb.
Aptiano. Cajamarca.
Valva derecha, por afuera.

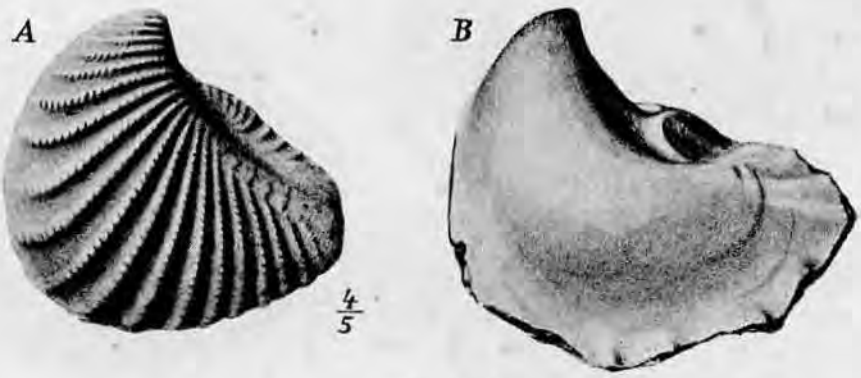


Fig. 141.
Trigonia subcrenulata d'Orb.
Aptiano. Cashapucro, cerca de Sihuas. *A*, valva izquierda y *B*, molde interior de la misma.

Arca (*Cucullaea*) *brevis* d'Orb. (fig. 140) y por una especie muy grande *A.* (*Cuc.*) *Gabrielis* d'Orb.

Un fósil característico y fácilmente determinable es:

Trigonia subcrenulata d'Orb. (fig. 141), de concha triangular cubierta con costillas encorvadas, granuladas y divergentes (A) cuyo molde interior liso, se conoce también fácilmente por su figura triangular en forma de nave.

Trigonia Hondaana Lea (fig. 142), de mayor tamaño, contorno cuadrado y costillas divergentes, gruesamente granuladas en su parte anterior de la concha como finamente granuladas en la posterior.

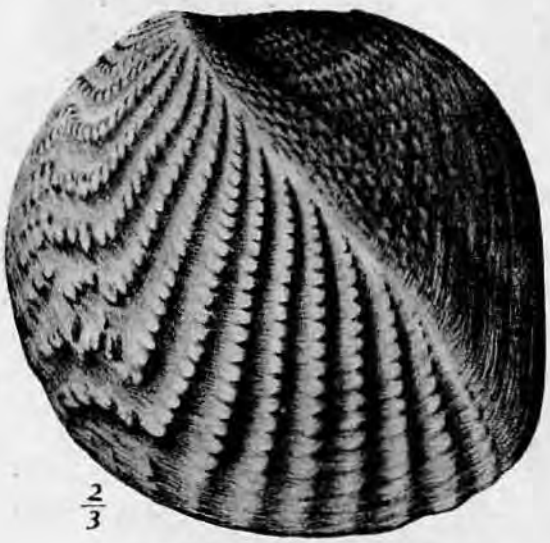


Fig. 142. *Trigonia Hondaana* Lea.
Aptiano. Valle de Condebamba. cerca de Cajabamba. Valva izquierda.

Fig. 143. *Ptychomya Lissóni* Somm.
Aptiano. Hacienda Cayuán, valle de Condebamba, cerca de Cajamarca. Valva derecha.

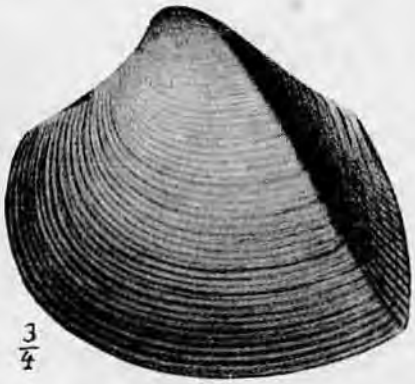


Fig. 144.
Cardium (Protocardia) Janus Coqu.
Aptiano. Cajamarca. Valva izquierda.

Fig. 145.
Cyprina (Venilicardia) protensa Woods.
Aptiano. Cajamarca. Valva izquierda.

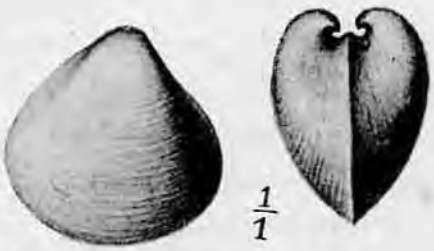


Fig. 146.
Isocardia neocomiensis d'Orb.
Aptiano. Cuesta de Celendín. Molde interior de la valva derecha.
A la derecha: molde interior de ambas valvas visto de perfil.

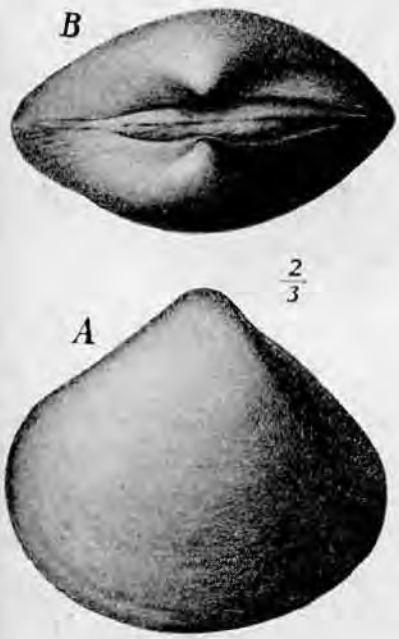


Fig. 147.
Mactra peruana Steinm.
Aptiano. Alrededores de Celendín. *A* molde interior de la valva izquierda. *B* molde interior desde arriba.

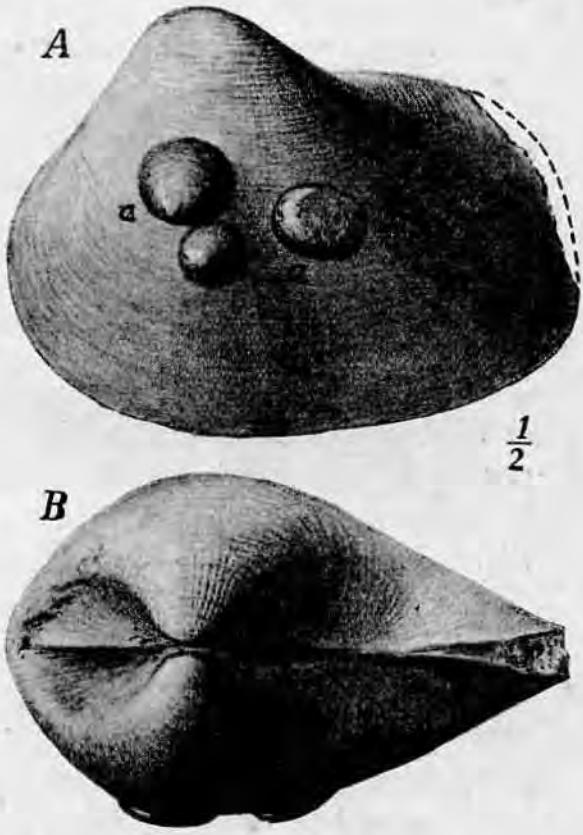


Fig. 148.
Liopistha (*Psilomya*) *gigantea* Sow.
Aptiano. Al Sud de Cachachi, valle de Condebamba, cerca de Cajamarca. ½ del tamaño natural. *A* molde interior de la valva izquierda. *a Anomia* cf. *pseudoradiata* d'Orb. pegada en el molde. *B* molde interior desde arriba.

Ptychomya Lissóni Somm. (fig. 143), con ornamentos parecidos a los de las trigonias, pero de concha alargada y en su parte baja anterior desprovista de costillas granulosas.

Una forma más rara es:

Cardium (*Protocardia*) *Janus* Coqu. (fig. 144), de contorno casi cuadrado, con quilla fuerte y finas costillas radiales en la parte posterior de la concha.

Cyprina protensa Woods (fig. 145), con concha transversalmente oval y lisa.

Mientras que los géneros descritos hasta ahora tienen conchas gruesas, los que siguen las poseen muy delgadas, y por eso se las encuentra siempre bajo la forma de moldes interiores:

Isocardia neocomiensis D'ORB. (fig.146), de forma alta triangular.

Mactra peruana STEINM. (fig. 147), ancha y triangular, y en su parte inferior redondeada.

Liopistha (*Psilomya*) que con la especie *gigantea* Sow. (fig. 148), constituye por su tamaño considerable y por su concha muy inflada una de las formas más fáciles de reconocer. Existe generalmente en gran abundancia.

Es más rara:

Pholadomya nodulifera MUENST. (fig. 149), con pocas costillas radiales, pero fuertes, que se hinchan en forma de nudos en los puntos de interferencia con las costillas concéntricas.

Aparte de los moluscos, son también de importancia como fósiles característicos los **equinoideos.**

Entre las formas bilaterales simétricas, son las más frecuentes:

Enallaster texanus F. ROEM. (fig. 150), de contorno variable, sobre todo a lo ancho (A, D). De los 5 ambulacros, los anteriores, pares, son largos y curvos y los posteriores muy cortos (A, D). Los poros del ambulacro anterior están irregularmente alargados, en parte, como una coma (E, F.). Por todos estos caracteres, se le puede distinguir fácilmente de *Hemiaster Fourneli*, algo parecido y característico e importante en el senoniano inferior (cf. pag. 174).

Echinobrissus subquadratus D'ORB. (fig. 151), chico, con surco posterior corto, pero hondo.

Bothriopygus compressus GABB. (fig. 152), con conchas grandes, planas, sin surco alguno y que corresponde a las formas más raras pero significativas.

Fig. 149.
Pholadomya nodulifera MUENST.
Ancahuaya, cerca de Chalhuanca, Prov. de Angaraes.
Molde interior de la valva derecha.

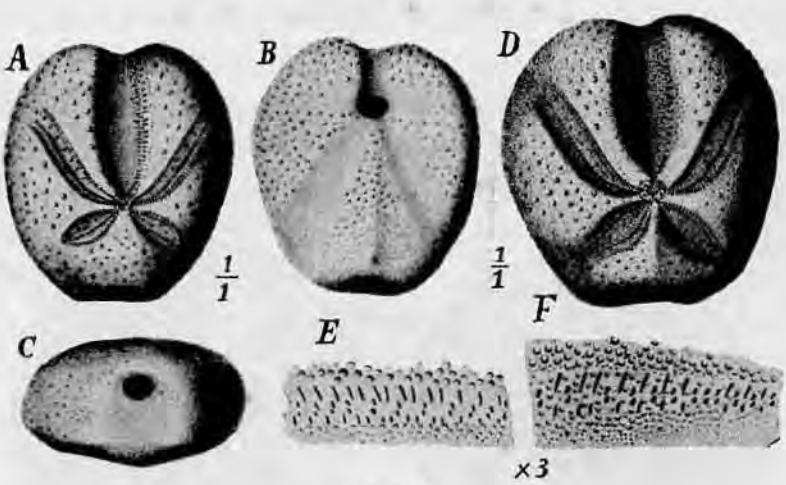


Fig. 150.
Enallaster texanus F. Roem.

Aptiano. Aguamiro y Huaninga. *A*—*C* forma normal. *A* parte superior de la concha. *B* parte inferior. *C* parte posterior. *D* forma ancha desde arriba. *E*, *F* poros del ambulacro impar, *E* de la forma normal y *F* de la forma ancha.

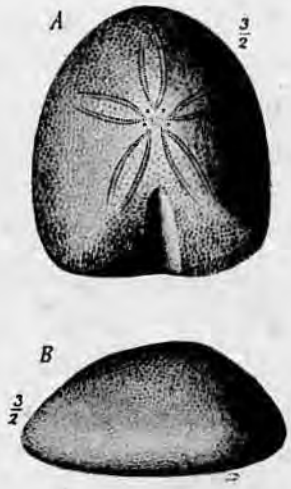


Fig. 151.
Echinobrissus subquadratus d'Orb.
Aptiano. Ancahuaya.
A desde arriba, *B* de lado.

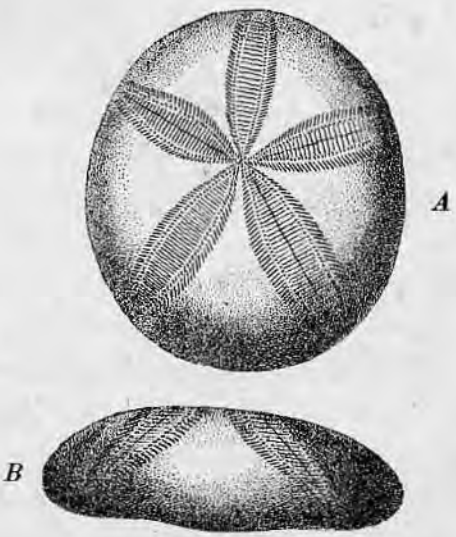


Fig. 152.
Bothriopygus compressus Gabb.
Aptiano. Cacas, al Sud de Chachapoyas.
A desde arriba, *B* de lado.
¾ del tamaño natural. Copia según Gabb.

Holectypus planatus F. Roem. var. *numismalis* Gabb. (fig. 153), que se encuentra en todas partes de este horizonte y está caracterizado por un contorno cíclico o pentangular débil y una forma cónica baja. Los ambulacros corren regularmente en forma radial.

Más rara, pero también característica, es:

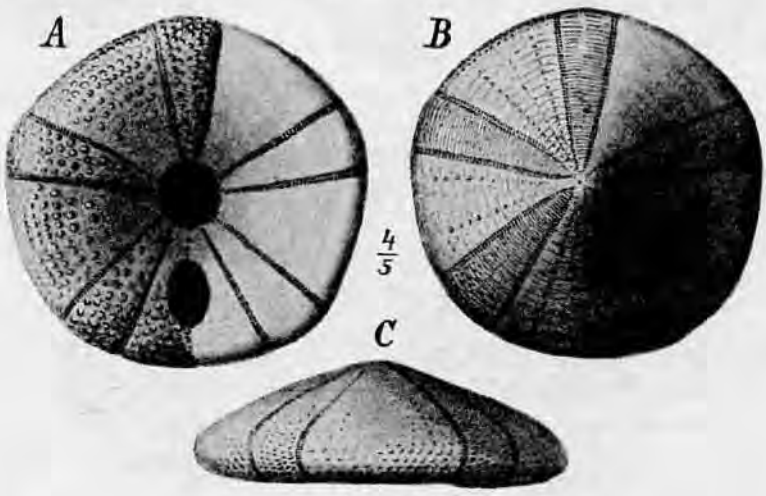


Fig. 153.
Holectypus planatus F. Roem. var. *numismalis* Gabb.
Aptiano. Yauli. *A* parte inferior de la concha. *B* parte superior. *C* de lado.

Pseudodiadema (*Diplopodia*) *Texanum* F. Roem. (fig. 154), cíclica, con forma de almohadilla en el corte, verrugas fuertes y laguna del vértice pentangular (B).

La fauna aptiana se halla distribuída con una homogeneidad sorprendente por toda la Cordillera del Perú; y si bien, el espesor de los estratos varía perceptiblemente, el carácter litológico cambia muy poco. De las numerosas e idénticas especies, el complejo en la Cordillera peruana, tan marcadamente homogéneo, corresponde esencialmente al aptiano de otras regiones, sobre todo de Europa; pues dejando de lado pocas formas, todas se encuentran en el mismo nivel geológico de Texas o de Europa. El hecho de que algunas especies, sobre todo algunos amonites como *Placenticeras* y *Douvilléiceras mammillatum*, no aparezcan sino únicamente en el piso albiano, podría explicarse tal vez suponiendo que lo que se llama actualmente „aptiano" en el Perú se extendió hasta la parte inferior del albiano. En

realidad no hay necesidad de suponer tal cosa, porque en este pais como en otros lugares tan semejantes y bien documentados, algunas especies existían ya en los Andes antes de que se extendieran hasta Europa. En el Perú existe además entre el aptiano y el albiano, una separación litológica y de fauna bien marcada. Por razones prácticas se impone establecer el límite de este nivel, lo que es muy factible.

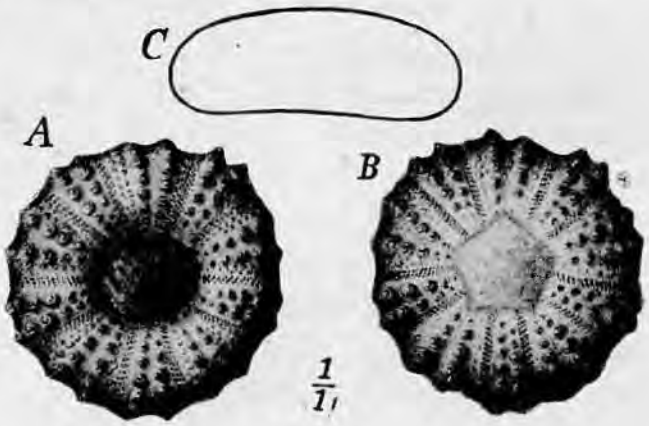


Fig. 154.
Pseudodiadema (*Diplopodia*) *Texanum* F. Roem.
Aptiano. Cuesta de Celendín. *A* parte inferior de la concha.
B parte superior. *C* corte transversal.

d. Albiano (+ vraconiano).

Literatura: Boit 1926. Douglas 1921. Douvillé, R. 1906. Gabb 1877. Gerhardt 1897. Lissón 1908, 1924. Neumann 1907. Schlagintweit 1911. Singewald 1927. Steinmann 1881, 1882.

Generalmente en la zona setentrional de la Cordillera y donde por sucesos tectónicos no se ha producido una posición invertida, sobre el aptiano fosilífero sigue una serie cuyo espesor llega hasta 200 m, compuesta de pizarras margosas y calizas silíceas, bituminosas, negras y en ciertas secciones muy fosilíferas. Los restos existentes se distinguen de los del aptiano de una manera muy sorprendente, pues desaparecen casi todas las especies de éste, que son reemplazadas por nuevas de otro carácter. La separación de los dos pisos, es pues muy marcada, tanto por la litología como por la fauna.

Este piso se compone preferentemente de margas, en parte pizarrosas, negras, bituminosas, que alternan con mantos de caliza

bituminosa igualmente negra. Muchas veces no se han formado capas continuas de caliza, sino que el carbonato del cal se ha concentrado en concreciones en forma de bolas o de almohadas, de diferente tamaño, a menudo muy considerable, no siendo raro encontrar en el centro de tales concreciones un amonite que puede tener un diámetro de más de 0,5 m. Se hallan también capas más pálidas, a veces dolomíticas o arenosas. En el NE de la Cordillera, p. e. al Sudeste de Cajamarca y entre este lugar y el Marañón, desaparece algo más el color oscuro y con ello el contenido de betún; lo mismo sucede con la masa de arcilla predominante, y resultan entonces calizas amarillentas estratificadas, que contienen los mismos amonites que los sedimentos oscuros bituminosos. A veces las calizas son también algo silíceas y en tal caso llevan encerradas localmente acumulaciones de moluscos silicificados, pequeños por lo común, que por corrosión con ácido clorhídrico se dejan preparar bien en estado de espléndida conservación.

Una especialidad de este piso, son las vetas y filones-capas de asfaltita vanadífera, que alcanzan espesor que las hace utilizables en la industria. Su orígen debe de estar relacionado con la alta proporción de betún de los sedimentos, que habiendo sido destilados por plegamiento y por sucesos volcánicos, rellenaron las grietas. En el caso extremo, las asfaltitas se empobrecen tanto en materias volátiles, que pueden ser clasificadas como grafitoides. Las más ricas en gases son cokeficables y se usan industrialmente, sobre todo las de la región de Oroya.

Entre Yauli y Viscas (F. 10) y entra Viscas y Carahuacra, se halla el siguiente perfil (cf. fig. 155)

Techo: calizas margosas estratificadas, pobres en fósiles, de varios centenares de metros de espesor = ¿ cenomaniano ? o ¿ cretácico superior ?

50 m de calizas silíceas de color oscuro.

30—40 „ de margas negras alternadas con capas de caliza.

10—15 „ de calizas oscuras en mantos gruesos con grandes amonites.

1—15 „ capa con fósiles silicificados.

10 „ de calizas oscuras compactas.

Muro: Calizas margosas pálidas del aptiano.

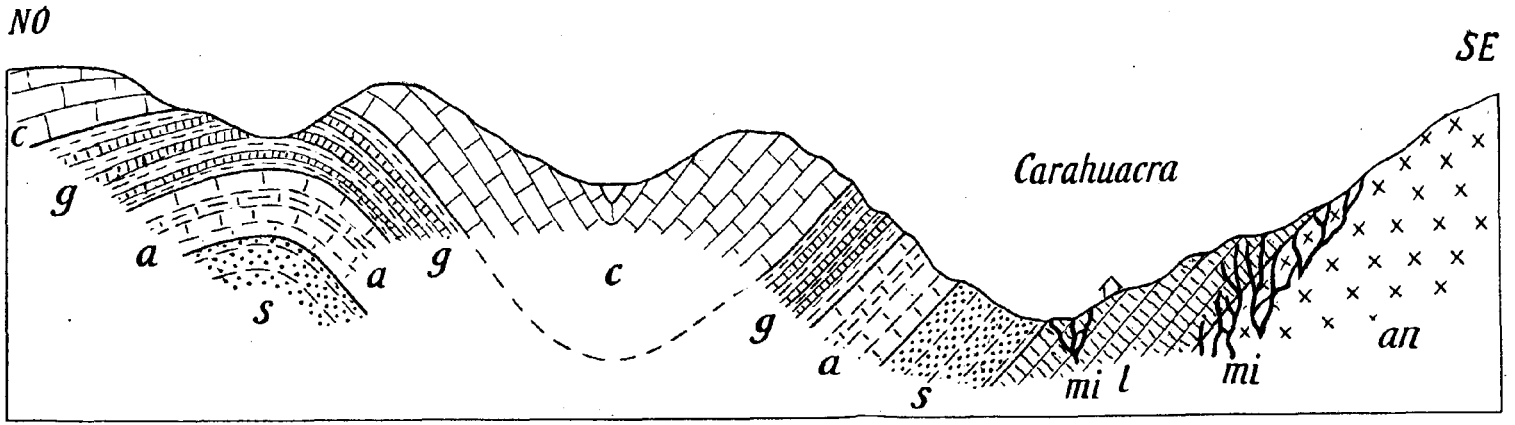


Fig. 155.

Perfil cerca de Carahuacra, al Sud de Yauli.

l Liásico. Calizas silíceas con concreciones silíceas, de unos 300 m de espesor silicificadas y aún mineralizadas hasta cierta distancia (*mi*) en el contacto con andesita (*an*).

s Neocomico y Barremiano (?). Arenisca alternada con arcillas pizarrosas y algunas capas de caliza impura, de 200 m de espesor. No se han encontrado fósiles.

a Aptiano. Calizas estratificadas con dos intercalaciones de margas duras. Potencia aproximada: 150 m.

g Albiano. Calizas negras bituminosas con intercalaciones de margas delgadas; más o menos 100 m.

c ¿Cenomaniano? y ¿cretácico superior? Varios centenares de metros de calizas bien estratificadas, no investigadas detalladamente.

an Andesitas.

Según Dueñas (1921), en Jatunhuasi se intercala también un material eruptivo básico de la formación andina de diabasa y meláfido en la serie de 200 m del neócomico, pero aparte de este caso tal cosa no ha sido observada en el piso.

Distribución: Este piso tiene en la Cordillera una gran distribución semejante a la del aptiano, con el que está estratigráficamente muy relacionado. Entre los cerros de Amotape en el Norte y el cerro Ayabacas cerca de Pusi al NO del lago Titicaca, se le ha encontrado en numerosos lugares, caracterizado siempre por la calidad del sedimento y sus fósiles.

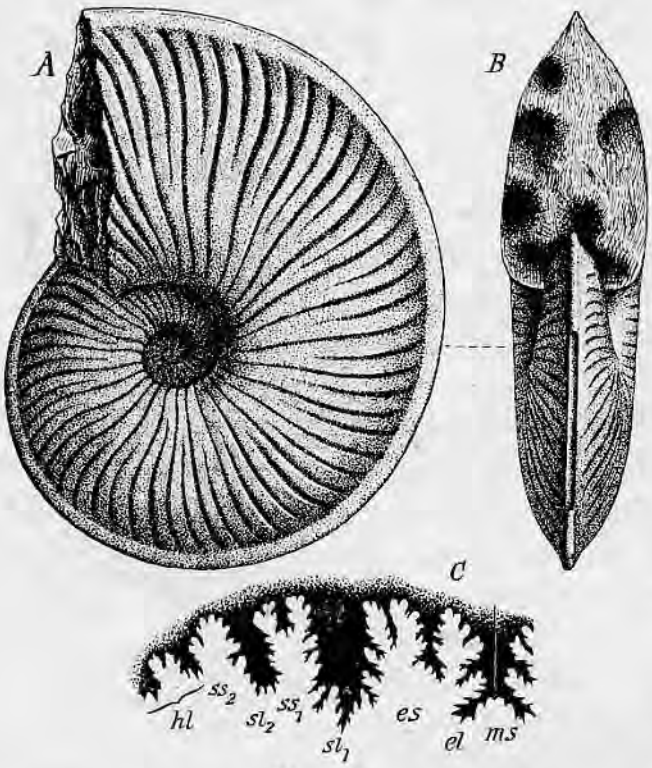


Fig. 156.
Oxytropidoceras (*Schloenbachia*) *Peruvianum* v. Buch var. *multifida* Steinm.
Albiano. Pariatambo, al Noroeste de Yauli. *A* de lado. *B* de frente. *C* sutura.

Existe también en la montaña del Marañón, pues Singewald (1927) encontró en el Pongo de Manseriche y en la vuelta más setentrional del río (F. 3), los amonites característicos de este piso, contenidos en margas y calizas.

Parece con todo, que en la frontera meridional del país se acaba, mientras que en Colombia se halla con el mismo carácter de sedimentos y los mismos fósiles, pues ha sido constatado hasta el mar Caribe.

El horizonte superior de este piso, se separa frecuentemente del albiano con la denominación de vraconiano. Tal separación no es factible en el Perú.

Fósiles. La fauna se compone casi solamente de moluscos; y exceptuando algunos lugares, donde hay una variación mayor, se limita casi enteramente a los amonites, que si bien se encuentran muy propagados, en cambio ofrecen solo pequeña variación. Sobresalen por su frecuencia, los representantes del género antes llamado *Schloenbachia*, con las formas extremas:

Fig. 157. *Inflaticeras* (*Schloenbachia*) *Ventanillense* Gabb.
Albiano. Región de Oroya. *A* de lado. *B* de frente.

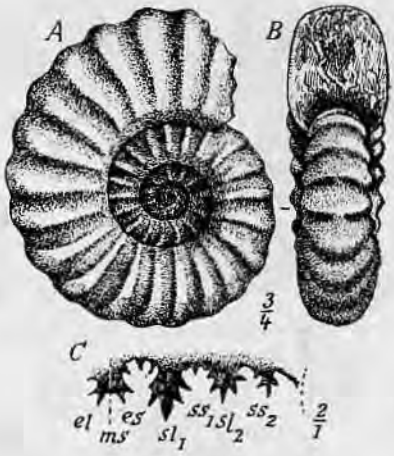


Fig. 158.
Brancoceras aegoceratoides Steinm.
Albiano. Huayanca.
A de lado. *B* de frente. *C* sutura.

a) *Oxytropidoceras* (fig. 156), de concha con ombligo angosto y boca alta, costillas fuertes densamente colocadas y encorvadas en forma de guadaña y quilla alta. Alrededor de *O. peruvianum* v. Buch, se agrupa una cantidad de variedades difícilmente separables, designadas *Roissyi*, *acutecarinata*, *carbonaria* y *multifida*. Las conchas alcanzan un tamaño de más de 0,5 m, pero es difícil sacarlas enteras de las calizas duras.

b) *Inflaticeras* (fig. 157), de ombligo ancho y de corte transversal casi cuadrado, con pocas costillas encorvadas hacia el dorso, con nudos y con quilla baja. Como variedades hay que mencionar *inflata*, *rostrata*, *Bouchardi*, *Ventanillensis*. Las conchas son generalmente mucho más chicas que las de *Oxytropidoceras*.

Brancoceras aegoceratoides Steinm. (fig. 158), de ombligo ancho, costillas gruesas hinchadas hacia el dorso. Es más raro:

Acanthoceras Lyelli Leym., parecido al anterior, pero con varias hileras de nudos en el dorso y con costillas fraccionadas en parte. Muy raras veces se han encontrado vestigios de amonites desenrollados como:

Ancyloceras Blancheti Pict. et Camp. (fig. 159).

Fig. 159.
Ancyloceras Blancheti Pict. et Camp. Albiano. Pariahuanca, valle de Santa. Fragmento de la concha.

Fig. 160.
Turritella Vibrayi d'Orb. Albiano. Yauli.

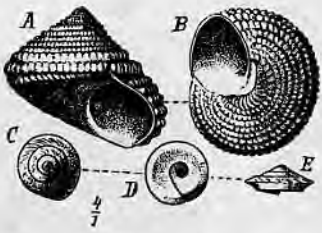


Fig. 161.
Petropoma peruanum Gabb. Albiano. Pariatambo, cerca de Yauli. *A* concha por el lado de la boca. *B* parte inferior de la concha, desde abajo. *C* opérculo visto de arriba. *D* id de abajo. *E* de lado. (Copia según Gerhardt.)

Mientras que los cefalópodos se hallan en casi todas partes, los demás fósiles se limitan casi por completo a un distrito reducido: los alrededores de Oroya, Yauli y Jauja, en donde están generalmente acumulados y en estado silicificado dejándose sacar bien por corrosión. Generalmente comprenden formas chicas que han vivido tal vez en masas de algas natatorias.

De los gastrópodos, que son raros, predominan solamente:

Turritella Vibrayi d'Orb. (fig. 160), con forma de torre alta y 4 costillas longitudinales granulosas siendo mas raro

Petropoma peruanum Gabb (fig. 161), de forma cónica baja y con numerosas costillas granuladas. A menudo se halla también el operculo, muy chico bello y espiralmente arrollado (C, D, E).

Numerosos son los **lamelibranquios**, como:

Arca parva Gerh. (fig. 162a), casi rectangulara y sin ornamentos.

Nucula (*Perissonota*) *nuculoides* GABB (fig. 163), conchas lisas ovales estrechadas hacia atrás.

Astarte debilidens GERH. (fig. 164), triangular con arrugas gruesas concéntricas.

Cardita subparallela GERH. (fig. 165), concha relativamente gruesa con costillas radiales.

Corbis lucinoides GERH. (fig 166), casi cuadrada y con costillas tiernas concéntricas.

Opis elunula GERH. (fig. 167), concha alta, estrecha y con vértice puntiagudo.

Crassatella caudata GABB (fig. 168), que es una de las especies más frecuentes y fácilmente reconocibles por la concha triangular con estrías concéntricas.

Crassatella conservata GERH. (fig. 169), de contorno oval.

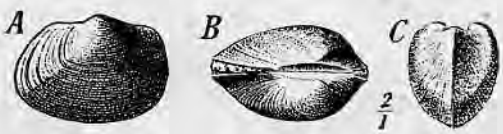


Fig. 162.
Arca parva GERH.
Albiano. Yauli. *A* valva derecha, por fuera. *B* concha cerrada por arriba. *C* id. por atrás. Tamaño doble. Copia según GERHARDT.

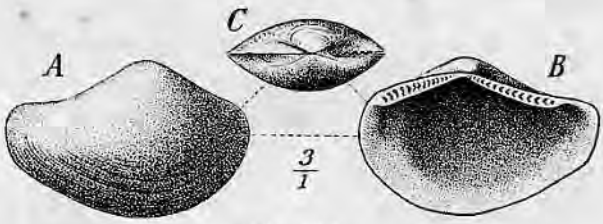


Fig. 163.
Nucula (*Perissonota*) *nuculoides* GABB.
Albiano. Yauli. *A* valva derecha por fuera. *B* interior de la misma. *C* concha cerrada vista por arriba. Tamaño triple. Copia según GERHARDT.

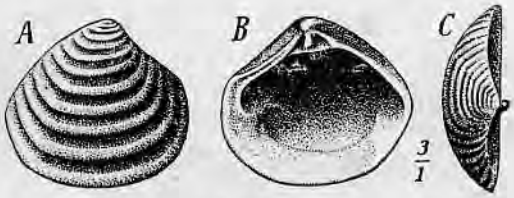


Fig. 164.
Astarte debilidens GERH.
Albiano. Yauli. *A* valva derecha, por fuera. *B* interior de la misma. *C* la misma por arriba. Tamaño triple. Copia según GERHARDT.

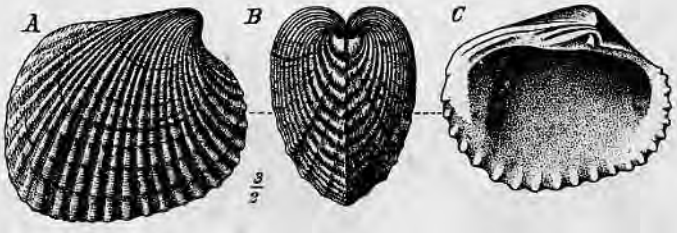


Fig. 165. *Cardita subparallela* GERH.
Albiano. Pariatambo, cerca de Yauli. *A* valva derecha por fuera. *B* concha cerrada de frente. *C* interior de la valva izquierda.

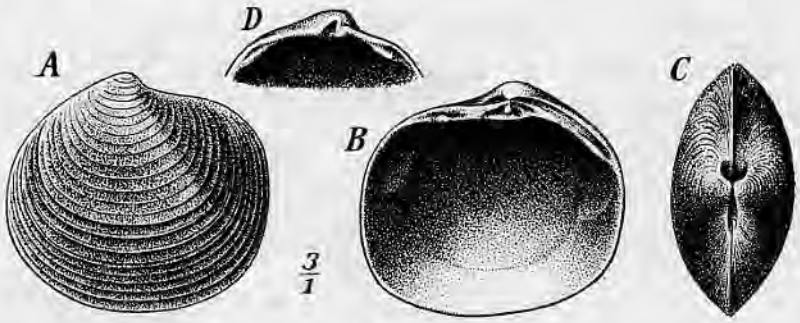


Fig. 166.
Corbis lucinoides Gerh.
Albiano. Yauli. *A* valva derecha, por fuera. *B* la misma, por dentro. *C* concha cerrada vista de arriba. *D* valva izquierda, por dentro. Tamaño triple. Copia según Gerhardt.

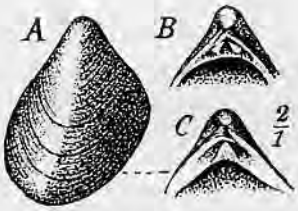


Fig. 167.
Opis elunula Gerh.
Albiano. Pariatambo, cerca de Yauli. *A* valva derecha, por fuera. *B* cierre de la valva izquierda. *C* id. de la valva derecha.

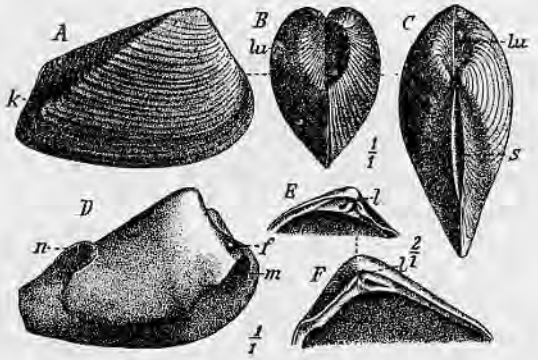


Fig. 168.
Crassatella caudata Gabb.
Albiano. Pariatambo, cerca de Yauli. *A* concha de lado. *B* de frente. *C* de arriba. *D* molde interior. *E* cierre de la valva izquierda. *F* id. de la valva derecha. *k* arista del área, *l* ligamento, *lu* lúnula, *m* impresión muscular anterior, *n* id. posterior, *s* surco exterior del ligamento, *f* impresión de musculo pedunculer anterior. Copia según Gerhardt.

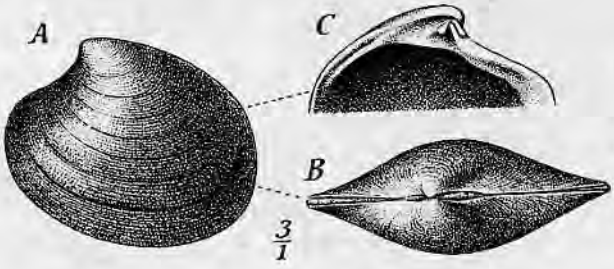


Fig. 169.
Crassatella conservata Gerh.
Albiano. Yauli. *A* valva izquierda, por fuera, *B* concha cerrada. *C* valva izquierda por dentro. Tamaño triple. Copia según Gerhardt.

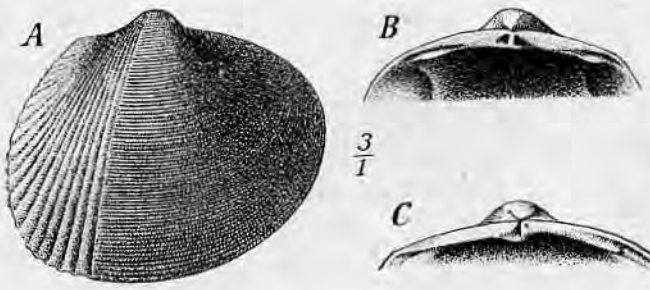


Fig. 170.
Cardium (Protocardia) elongatum GERH.
Albiano. Yauli. *A* valva derecha por fuera. *B* id. por dentro. *C* valva izquierda por dentro. Tamaño triple. Copia según GERHARDT.

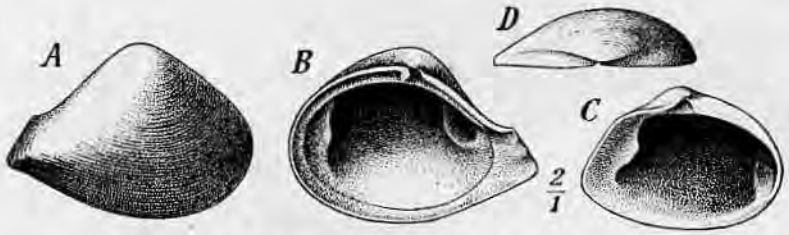


Fig. 171. *Corbula peruana* GABB.
Albiano. Yauli. *A* valva derecha, por fuera. *B* la misma, por dentro. *C* valva izquierda, por dentro. *D* la misma, por arriba. Tamaño doble. Copia según GERHARDT.

Cardium (*Protocardia*) *elongatum* GERH. (fig. 170), fácilmente reconocible por las costillas radiales en la parte posterior de la concha.

Corbula peruana GABB (fig. 171), con valvas muy desiguales (B, C) y estrías finas concéntricas y

Corbula Raimondi GABB (fig. 172), con costillas más gruesas, pertenecen a los fósiles más frecuentes.

Inoceramus concentricus PARK. e *I. Salomonis* D'ORB., con vértice torcido y costillas concéntricas son frecuentes en la rica región fosilífera mencionada y en los estratos que le corresponden en el resto del territorio. Se hallan también en el albiano de Europa.

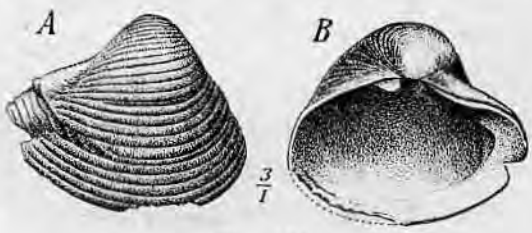


Fig. 172.
Corbula Raimondi GABB.
Albiano. Yauli. *A* valva derecha, por fuera. *B* por dentro. Tamaño triple. Copia según GERHARDT.

Entre los fósiles de este piso, se mencionan muchas

veces especies (cf. Lissón 1924) que probablemente provienen del aptiano, como *Liopistha gigantea*, *Douvilléiceras mammillatum*, *Pseudodiadema*.

De otro lado, en Chaquil, entre Cajamarca y Polloc, se presentan fósiles albianos genuinos, junto con especies cenomanianas (Schlagintweit 1911). Tal vez se trata aquí de estratos limítrofes entre ambos pisos, o bien, que aparecieron en una facies calcárea del albiano de color claro algunos fósiles que en otras regiones no lo hicieron sino en el cenomaniano. Entre estos, es especialmente importante, por ser muy abundante y fácilmente reconocible, *Ostrea syphax* Coqu., de cóncha plana y de tamaño moderado, cuya superficie está cubierta de costillas gruesas algo ramificadas, que periódicamente se engruesan en nudos o espinas.

e. Cenomaniano.

Literatura: Berry & Singewald 1922. Boit 1926. v. Buch 1839. Gabb 1877. Lissón 1924. Paulcke 1903. Schlagintweit 1911.

En la Cordillera setentrional siguen en vasta propagación y sobre los sedimentos oscuros del albiano o sobre las calizas claras, que los reemplazan, unas calizas generalmente margosas o margas amarillentas u oscuras que están caracterizadas por una fauna poco variada pero rica en individuos. Tienen en abundancia grandes ostras, sobre todo del grupo *Exogyra*, y pectinides, mientras que los otros moluscos son escasos y conservados generalmente en moldes interiores. Por este cambio brusco de fauna, los estratos del cenomaniano se distinguen claramente por lo común del substrato.

El espesor de este piso es generalmente pequeño, y debe ser en término medio de 50 m máximun.

Con estos caracteres está distribuído especialmente en los alrededores de Cajamarca (D. 5/6), el punto más setentrional constatado con seguridad, y en El Tambillo, cerca de Yamaluc, entre Huambas y Ambo, al Oeste de Bambamarca, donde Humboldt (1808, II) coleccionó *Exogyra polygona* y más tarde Sievers encontró abundantes fósiles. De los numerosos afloramientos que existen en los alrededores de Cajamarca y Cajabamba, sólo uno ha sido descrito hasta ahora y es el que figura en un perfil detallado de Stappenbeck entre Huayabamba y Cachachi. Este autor encontró, bajo una potente serie de

calizas pálidas con *Vola texana* y *Acanthoceras* cf. *Schlueteri* (¿ turoniano ?):

calizas grises con capas delgadas de marga,

margas amarillentas con mantos de caliza gris,

capa de caliza margosa concrecionada con abundantes *Exogyras*, *Vola aequicostata* y otros fósiles característicos del piso.

No cabe duda de que hacia el Este, el cenomaniano alcanza hasta el Marañón, y probablemente mucho más allá; en cambio, su existencia en la Cordillera central y meridional no ha sido constatada sino ocasionalmente hasta la fecha. En los alrededores de Yauli, sigue efectivamente en concordancia sobre el albiano y sin límite marcado al parecer, una serie de algunos centenares de metros de potencia de calizas margosas estratificadas (cf. fig. 155, p. 135) que pueden pertenecer solamente al cenomaniano o tal vez a pisos superiores del cretácico. (Caliza de Jumasha según McLaughlin). Pequeñas ostras y *Gervilleia*, en los estratos más bajos, no bastan para la determinación exacta de la edad; pero *Exogyra* cf. *ponderosa* mencionada por Salfeld como proveniente de Huai-Huai, al Oeste de Yauli, indica quizá la existencia del cenomaniano en esta región. En los alrededores de Huancavelica (G. 11), Berry y Singewald (1922) encontraron abundantes fósiles característicos de este piso, juntos con los del aptiano; pero consideraron aptiano lo que seguramento era turoniano o senoniano. Según Lissón y Boit, lejos, en el Sud, cerca de Caminaca en la provincia de Azángaro (M. 13), se encontró un amonite característico de este piso: un *Neolobites*. Por esto no parece de ningún modo imposible que toda la parte oriental de la Cordillera meridional, hasta la región del lago Titicaca, haya estado cubierta por el mar cenomaniano. Como no se conoce ninguna continuación más al Sud ni al Norte, en las Cordilleras de Venezuela o Colombia, es de desear que se hagan investigaciones más detalladas sobre la distribución y subdivisión de este piso.

Fósiles. Las capas, que ofrecen desarrollo típico, son ricas en moluscos de concha gruesa. Los amonites, son muy raros; a veces se hallan especies del género *Acanthoceras*, de corte transversal rectangular y una linea de nudos interiores y exteriores, o conchas

planas de *Neolobites* con sutura goniatítica característica, tal como sucede en otras regiones del cenomaniano, sobre todo en el Norte de Africa.

Entre las ostras, sobresale la

Ostrea (Exogyra) polygona v. Buch (= *E. olisiponensis* Sharpe) (fig. 173, 174) en primera linea, por su tamaño y abundancia.

Fig. 173.
Ostrea (Exogyra) polygona v. Buch. Cenomaniano. Pampa de Culebra, al Oeste de Cajamarca. Valva inferior.

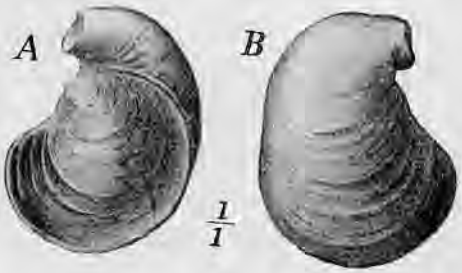


Fig. 175.
Ostrea (Exogyra) Mermeti Coqu. Cenomaniano. Pampa de Culebra, cerca de Cajamarca. *A* valva chica. *B* valva grande.

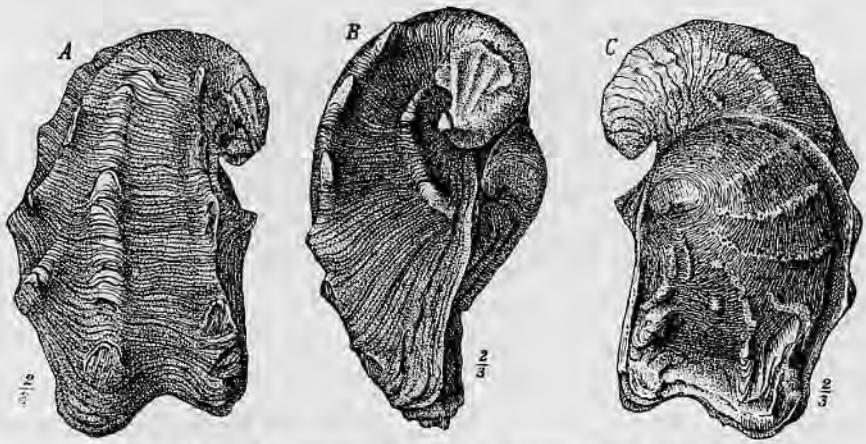


Fig. 174. *Ostrea (Exogyra) polygona* v. Buch, var. *duplex* Paulcke. Cenomaniano. Pampa de Culebra, al Oeste de Cajamarca. *A* valva inferior. *B* concha vista de lado. *C* valva superior.

Algunas costillas que periódicamente se engruesan en lamelas, corren divergiendo sobre la valva mayor con vértice fuerte y torcido (fig. 173, 174) y a veces también la valva chica está ornada de costillas (var. *duplex* fig. 174).

Además se hallan en abundancia formas parecidas, pero mas chicas y lisas, como:

Ostrea (*Exogyra*) *Mermeti* Coqu. (fig. 175) y *E. africana* Coqu.

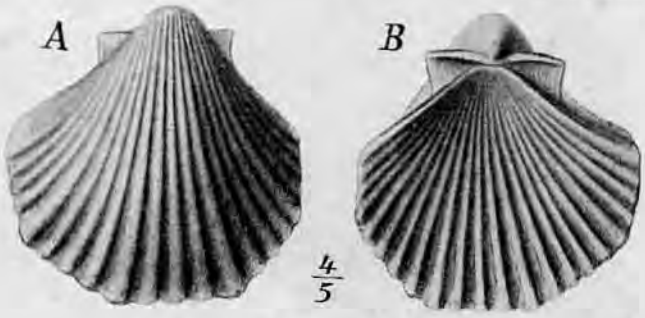


Fig. 176. *Vola texana* F. Roem. Cenomaniano. Mirco, cerca de San Marcos. *A* valva grande, *B* valva chica.

Entre los pectinides, son muy frecuentes y de gran propagación:

Vola texana F. Roem. (fig. 176) y *V. aequicostata* Lk., que se distingue difícilmente de la primera. Ambas tienen la valva mayor fuertemente abovedada y cóncava la menor. Un mayor número de costillas, iguales o, como en *V. texana*, algo desiguales, cubre ambas valvas.

Las dos siguientes especies de *Pecten*, son mayores y tienen valvas débiles y casi igualmente abovedadas:

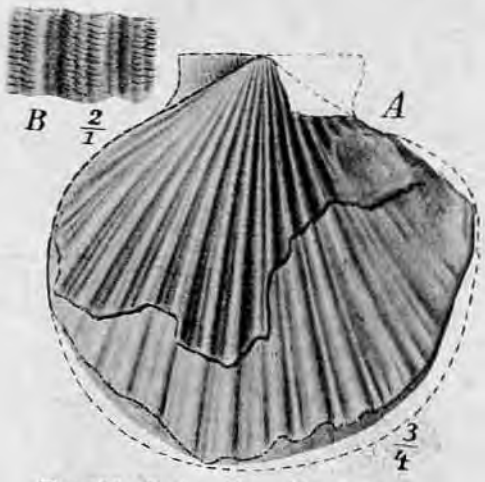


Fig. 177. *Pecten Tenouklensis* Coqu. Cenomaniano. Yamaluc, entre Huambos y Ambo al Oeste de Bambamarca. *A* valva derecha, *B* Costillas con estrías de crecimiento aumentadas.

Pecten Tenouklensis Coqu. (fig. 177), con fuertes costillas, entre las cuales se intercalan solamente unas pocas más finas y

Pecten Sieversi Steinm. (fig. 178), en el cual las costillas simples al principio, se dividen en, otras numerosas y casi igualmente grandes.

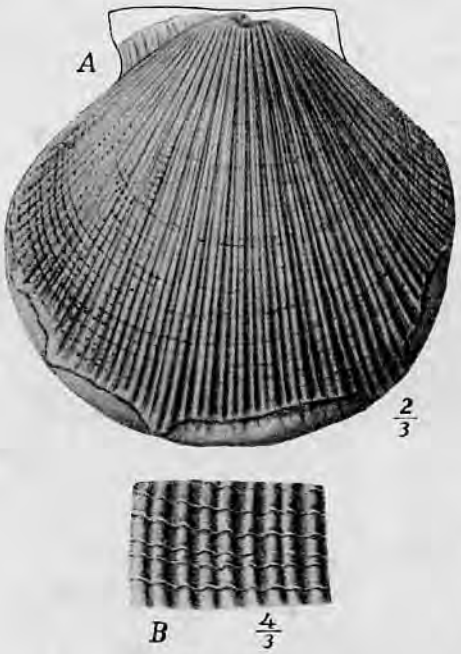


Fig. 178.
Pecten Sieversi Steinm.
Cenomaniano. Yamaluc, entre Huambos y Ambo, al Oeste de Bambamarca. *A* valva izquierda, *B* costillas y estrías de crecimiento, aumentadas.

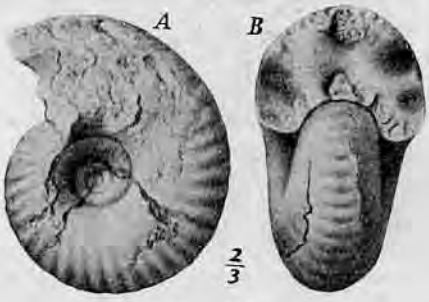


Fig. 179.
Vascoceras ameirense Choff.
Turoniano. Entre Huambos y Montán. Concha joven: *A* de lado, *B* de frente (según Lissón).

Entre los bivalvos más chicos, debemos mencionar aún:

Plicatula Reynesi Coqu., de conchas pequeñas con costillas muy tupidas y algo escamosas y

Coquandia italica Seg., de concha pequeña y gruesa conservada siempre como molde interior.

Entre los equinoideos, solamente una forma pequeña y circular, *Micropedina olisiponesis* Forb., es algo más abundante.

Los pocos perfiles del cenomaniano estudiados hasta ahora y el escaso conocimiento de la repartición de sus fósiles, no permiten todavía constatar si en el Perú está representado todo el cenomaniano o solamente una parte de él.

f. Turoniano.

Literatura: Brüggen 1910. Lissón 1903, 1924.

De la existencia del turoniano en la Cordillera del Perú, se sabe muy poco hasta la fecha. Parece sí, que este piso es poco potente y fosilífero. Un amonite significativo del turoniano *Vascoceras ameirense* Choff. (fig. 179, 180), se conoce ya hace tiempo como proveniente de dos puntos del Norte (Lissón 1908). du Bois Lukis encontró también un ejemplar entre Huambos

y Montán, provincia de Chota, y otro en Tembladera, en el valle inferior del río Jequetepeque. El tercer ejemplar, fué hallado por STAPPENBECK en la hacienda de Huacraruco, cerca de Cajamarca.

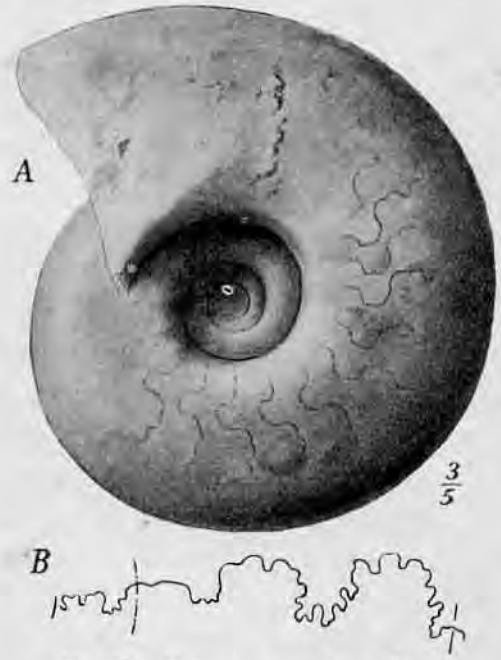


Fig. 180. *Vascoceras ameirense* CHOFF. Turoniano. Tembladera, en el valle inferior del Jequetepeque. *A* de lado, *B* sutura (según LISSÓN).

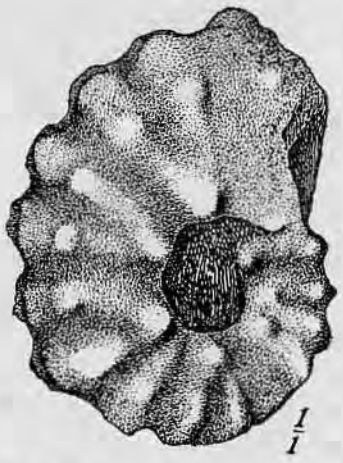


Fig.181. *Mammites nodosoides* var. *Afra* PERV. Turoniano. Cuesta de Huañambra, al Sudoeste de Celendín. Concha de lado.

Este amonite es fácilmente reconocible por su concha, ornada solamente en la juventud, por la anchura considerable de las vueltas (fig. 179 B) y por las incisiones poco profundas de la sutura (fig. 180 B).

El único perfil completo entre cenomaniano y senoniano, puede observarse en la cuesta de Huañambra, entre Celendín y Sendamal situado más al S. Allí siguen debajo de potentes y compactas calizas del senoniano inferior (calizas con *Actaeonella*):

1. 2 m de calizas margosas pálidas oolíticas con
   Echinobrissus pseudominimus COTT.P. et G.(también turoniano).
   Micropsis Leymerii COTT.
   Hemiaster sp.

2. más o menos 5 m de caliza

3. 3 m de calizas margosas con
   cf. *Coilophoceras Requieni* D'ORB. (también turoniano)
   Tissotia sp.
   Natica Gervaisi COQU.
   Pterocera cf. *Renoui* THOM. et PÉR.
   Inoceramus labiatus v. SCHLOTH. (turoniano)
   Inoceramus peruanus BRÜGG.
   Cardium Lissóni BRÜGG.
   Cyphosoma cf. *Archiaci* COTT.
   Hemiaster sp.

4. unos 20 m de calizas margosas sin fósiles.

5. algunos metros de marga y caliza margosa, en parte amarillenta con
   Mammites nodosoides var. *Afra* PERV (turoniano inferior)
   Tissotia sp.
   Pleuromya sp.
   Cardium pulchrum BRÜGG.
   Modiola sp.
   Avicula (*Pseudoptera*) *anomala* SOW. (turoniano)
   Plicatulopecten Ferryi COQU. (también turoniano).
   Plicatulopecten hirsutus COQU.
   Cyphosoma peruanum BRÜGG.

6. unos 15 m de calizas dolomíticas arenosas sin fósiles.
   Formación infrayacente: 10 m de calizas y margas amarillentas con *Exogyra polygona* (cenomaniano).

Entre los fósiles de esta serie de capas, se encuentran algunos que no se hallan en estratos más modernos que el turoniano, como *Mammites nodosoides* var. *Afra* PERV. (fig. 181), caracterizado por tres hileras de nudos fuertes, e *Inoceramus labiatus* v. SCHLOTH.; pero los demás han sido encontrados tanto en el turoniano como en el senoniano y muchos de ellos sólamente en el último. BRÜGGEN consideró por tal razón esa fauna como senoniana; pero probablemente pertenece toda ella al turoniano, porque faltan todas las especies características del senoniano del Perú.

Debemos pues convenir en que el senoniano comienza con las potentes calizas con actaeonellas, que forman el techo de la serie. El espesor del turoniano en este lugar, es pues en cifra redonda 50 m.

Quizá se halla también el turoniano sobre el cenomaniano en San José, cerca de Cachachi, al S de Cajamarca, porque STAPPENBECK recibió de allá *Acanthoceras Schlueteri* LBE. et BRUDER, un amonite acentuadamente turoniano. Según las determinaciones, recién comunicadas del Sr. GERTH, el turoniano está representado en la Playa Tortugas al Sud de la Silla de Paita? (A. 4/5) por areniscas y conglomerados grises que contienen numerosos lamelibranquios y gastrópodos.

Aparte del Perú, el turoniano se conoce al presente en los terrenos del Napo, en el Ecuador, en Colombia y además en el Brasil, en Bom Jesus, estado de Sergipe, donde se hallan también los géneros de los amonites *Vascoceras* y *Mammites*. El desarrollo de este piso fuera de Sud-América es además muy semejante y se le conoce con fósiles idénticos tanto en el Africa occidental como en la setentrional. Según THOMAS, en el desierto de Tunisia meridional se encuentra con fósiles iguales a los del Perú, como *Echinobrissus pseudominimus* e *Inoceramus labiatus* del Turoniano superior.

g. Cretácico superior (senónico).

El cretácico superior que existe en la Cordillera del Perú, se desarrolla de dos maneras distintas y casi seguro de diferente edad:

1. en una facies marina normal, muy fosilífera, compuesta preferentemente de calizas, margas y otras capas subordinadas como areniscas deleznables, arcillosas o calcáreas, que en su distribución están íntimamente relacionadas con las del cretácico medio e inferior y cuyos los fósiles indican una edad senónica inferior (coniaciano y ¿santoniano? = emscheriano), por lo menos fuera de la región de Amotape; y

2. en una facies medio continental, en la que predominan areniscas y arcillas rojas con caliza de muy poca importancia, y que contiene una fauna sumamente escasa de fósiles marinos,

límnicos o de agua salobre, que en el territorio peruano era desconocida. Todavía no se ha constatado su edad con mayor exactitud; y en cuanto a distribución, parece estar limitada a las partes orientales y sudorientales de la sierra.

1. Facies marina normal.

Literatura: Brüggen 1910. Gabb 1877. Hyatt 1903. Iddins und Olsson 1928. Lissón 1908, 1924. Lüthi 1918. Neumann 1907. Paulcke 1903. Steinmann 1909.

Encima del piso turoniano, o donde este falta encima del piso cenomaniano, sigue en la Cordillera setentrional un sistema de un espesor de muchos centenares de metros y quizá de mucho más de mil metros, compuesto de calizas, margas y areniscas arcillosas en alternativas muy variadas. Las margas y calizas margosas de color blanquecino hasta gris o amarillento-parduzco y a veces arenosas, son generalmente muy ricas en fósiles de todas clases que dan su edad exacta, mientras que los sedimentos arenosos encierran apenas algun resto que se halla sólamente en las capas calcáreas o margosas que se intercalan entre ellos.

Fig. 182.
Actaeonella gigantea Sow.
Senónico inferior.
Gosau, Alpes.
f, pliegas del árbol.

Fig. 183.
Actaeonella sp. (cf. *Lamarcki* Zek.)
Senónico. Caliza con actaeonellas. Quebrada de Huayanca, entre Huayanca y Aguamiro. Corte longitudinal natural de la concha.

Las calizas, de color gris blanquecino y compactas o también oolíticas, contienen a veces fósiles de gran tamaño, pero se los vé solamente en los cortes; y si estos cortes no son muy característicos, como los de las Actaeonellas, entonces no se puede determinarlos. En cambio se componen, muchas veces, de fósiles pequeños o microscópicos, que facilitan la identificación. Tales calizas compactas alcanzan a menudo espesores muy grandes dentro de la serie senoniana; pero parece que no

están limitadas a un horizonte especial, sino que se encuentran dos veces por lo menos.

Estas calizas compactas, a menudo muy macizas, desempeñan un papel importante, pues forman muchas veces despeñaderos o farallones altos y escarpados; y si yacen en posición horizontal, altiplanicies hondamente surcadas por lapiaz (lám. VIII, fig. 1). Las faldas escarpadas cubiertas con sus escombros son difícilmente accesibles, porque por la descomposición, los fragmentos calcáreos se cementan íntimamente, de modo que tanto los hombres como los animales resbalan con facilidad. El producto de su descomposición, es una arcilla vivamente colorada y plástica («terra rossa»), que forma contraste fuerte con el color claro de la roca.

Es posible que estas calizas representen también los horizontes superiores del turoniano; y tan es así, que según los fósiles incluídos se puede reconocer por lo menos dos clases de calizas compactas:

a), calizas con *Actaeonella*, que contienen generalmente algunos gastrópodos mayores, ¿ *Nerinaea* ?; pero sobre todo cortes fácilmente reconocibles de

Actaeonella (fig. 182, 183) con conchas gruesas, oviformes o doblemente cónicas, con árbol plegado (fig. 182f), y fácilmente reconocibles en corte longitudinal en que se las observa casi siempre. Continuando este género con sus especies difícilmente distinguibles, desde el albiano hasta el senónico, apenas si es util para una determinación exacta de la edad.

Algunas calizas de *Actaeonella* están casi enteramente compuestas por organismos microscópicos inferiores, entre los que es notable la alga calcárea

Halimeda (fig. 184), que en forma de fragmentos cilíndricos, abunda en los calcáreos atravesados por huecos ramificados. El interior de los fragmentos calcáreos es hueco (E) o igualmente lleno de tejido calcáreo esponjoso (B, C, D). Asi como las halimedas recientes participan considerablemente en la constitución de los arrecifes calcáreos, la *Halimeda peruviana* Steinm. lo hizo también en la época del cretácico superior del Perú. Es éste casi el primer hallazgo de esta clase del período mesozoico. Ade-

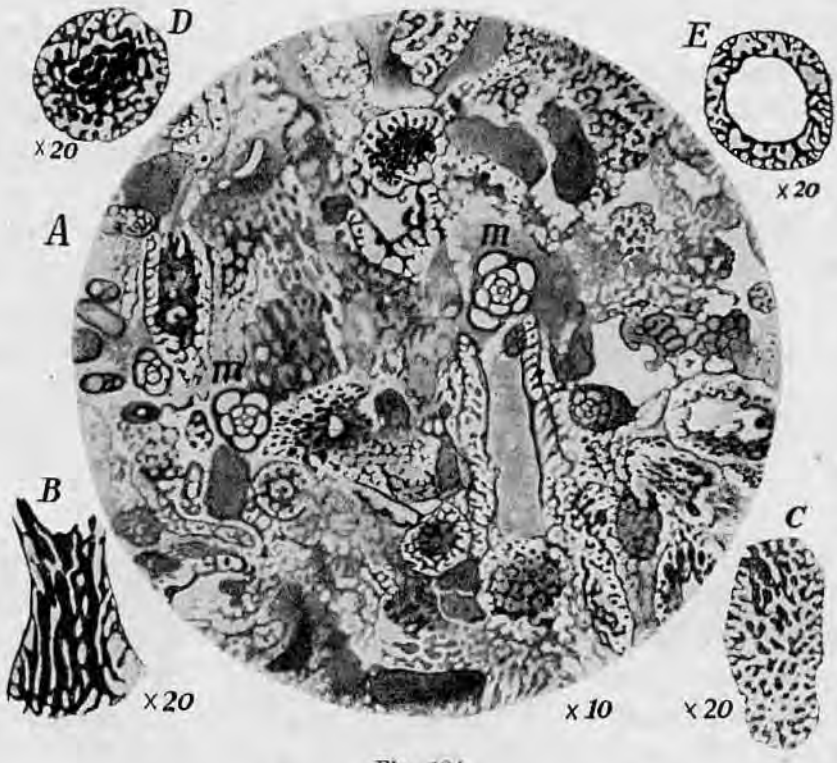


Fig. 184.
Caliza con actaeonellas de Huachay, cerca de Parobamba. La roca está compuesta casi enteramente de miembros calcáreos de *Halimeda peruviana* Steinm. *B, C* cortes longitudinales, *D, E* cortes transversales de Miliolides (*Quinqueloculina*).

más de esta alga calcárea, participan también en la composición de estas calizas abundantes foraminíferos como p. e. Miliolides de los generos *Quinqueloculina* (fig. 184A), *Cristellaria* y otros más.

b), calizas con Orbiculinas, compactas, de color negro-azulado o amarillento y que contienen en gran abundancia foraminíferos del tamaño y forma de una lenteja plana de 1—1,5 cm de diámetro perteneciente al género

Orbiculina (fig. 185), cujos ejemplares se destacan por tener un caparazón blanco, que forma contraste con el color amarillento u oscuro de la roca. Vistos desde afuera, los carapazones muestran una estriación espiral fina (A); y en el corte longitudinal (B), la constitución espiral del núcleo, es claramente visible. En el corte

transversal se ve la forma de lenteja del caparazón joven (B), que más tarde se ensancha formando una lamela plana (C) con estructura meándrica a causa de los numerosos tabiques secundarios.

Estos caparazones se hallan frecuentemente en grandes cantidades en las calizas compactas, como p. e. en las piedras de construcción de Huánuco Viejo, en las calizas inferiores próximas a Aguamiro (F. 8—fig. 187, *k*, p. 155), en los rodados vecinos al horno de cal de Huánuco (F. 8) y en Shacapayana sobre el Marañón, al N de Parobamba (E. 7) etc; y en todos esos sitios, parecen pertenecer a un horizonte inferior al de las calizas con *Actaeonella*.

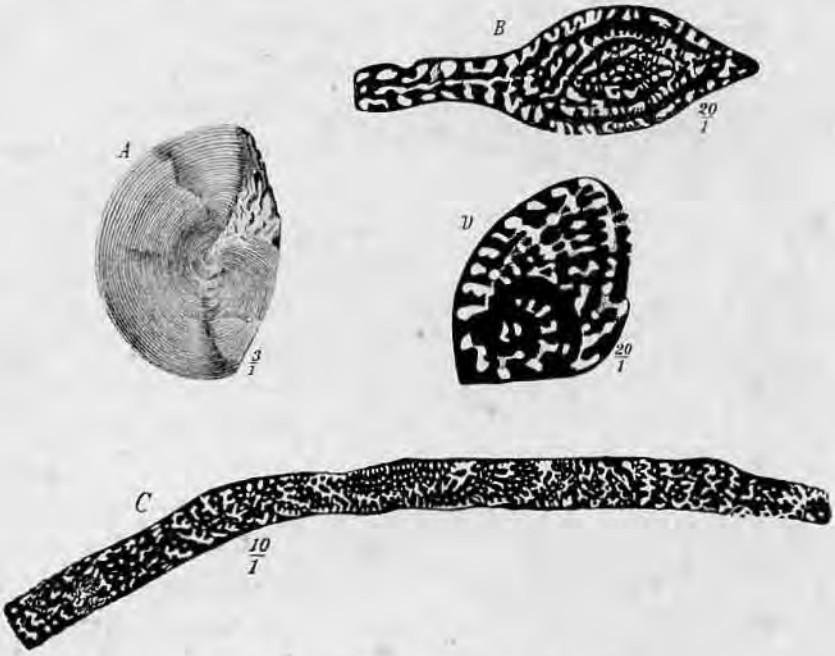


Fig. 185. *Orbiculina peruviana* Steinm.

Caliza con actaeonellas del ¿ senoniano? *A* superficie del caparazón, en Huánuco Viejo. *B—D* cortes por el caparazón en Shacapayana, *C* Corte transversal por el núcleo, *C* corte transversal por la parte exterior del caparazón, *D* corte longitudinal por el núcleo.

Encima de Acopampa, al Oeste de Huarás, las calizas oscuras con *Actaeonella* contienen también anthozoa como *Thamnastraea*, *Montlivaultia*, *Calamophyllia*, *Polytremacis* (*Heliopora*) cf. *Partschi* Reuss y además fragmentos de *Sphaerulites* mal conser-

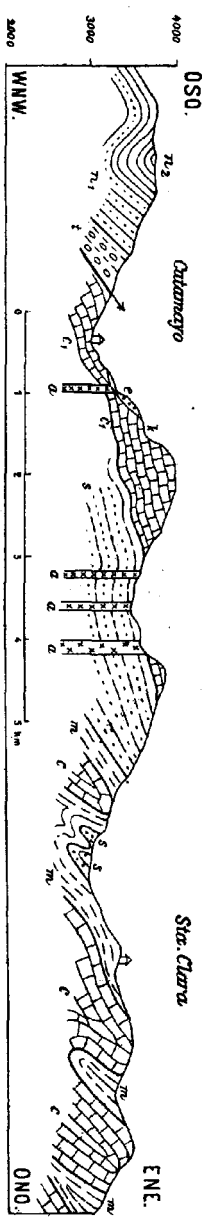


Fig. 186.

Perfil de la región cretácica comprendida entre Sihuas y el Marañón.

Deslizamiento del titoniano-neocómico sobre el senónico. *t* titoniano. n_1 arenisca carbonífera, n_2 arcillas pizarrosas del neocómico inferior. *c* calizas inferiores con *Actaeonella*. *m* margas amarillas débilmente arenosas de Santa Clara y muy fosilíferas. *s* margas amarillas y rojas arenosas con areniscas. c_1 calizas superiores con *Actaeonella*. *a* vetas de andesita hornbléndica. *K* circo glaciar en los cerros de Cotamayo con morena terminal antepuesta (*e*). (Léase *WSW* en lugar WNW.)

vados. Aquí están ligadas a conglomerados diabásicos, sobre los cuales parecen descansar.

Reina todavía gran incertidumbre en cuanto al orden estratigráfico de las capas del senónico y hasta es posible, que una parte de lo que se llama actualmente senónico, sea turoniano. Los perfiles adjuntos podrán dar una idea de la variedad de la serie de capas.

Entre Parobamba y Huanchayo al NE sobre el Marañón (E.7), hay probablemente la siguiente serie de estratos (de arriba hacia abajo):

10 m de margas blanquecinas con *Hemiaster Steinmanni.*

50 „ de calizas con *Actaeonella*, macizas, de lapiaz, gris-azuladas y con grandes *Nerinea* y *Halimeda.*

300 „ de arcillas arenosas y areniscas verdes, ¿tobáceas? con yeso y alabastro en concreciones y mantos. No tiene fósiles.

20 m de estratos arcillo-arenosos con aisladas capas de caliza dura con *Tissotia* cf. *Ewaldi.*

100 „ de arcillas arenosas y areniscas rojas y verdes, sin fósiles.

Las calizas con *Actaeonella* existentes aquí, pertenecen aparente-

mente a un horizonte inferior del senónico.

Entre Sihuas y el Marañón, al N del río Rupac (E. 7), se observa el siguiente perfil (fig. 186):

a. Varios centenares de metros de calizas compactas con *Actaeonella* y circos glaciares (*k*), recubiertas por deslizamientos del titoniano-neocómico (t, n_1, n_2) con sus calizas superiores (c_1).

b. Varios centenares de metros de margas arenosas y areniscas amarillas y rojas, sin fósiles (*s*).

c. Unos 50 m de las margas amarillentas arenosas muy fosilíferas de Santa Clara con *Tissotia*, *Hemiaster Fourneli*, *Ostrea Nicaisi* (*m*).

d. Calizas potentes y compactas con *Actaeonella* (*c*) — calizas inferiores.

Un perfil importante, pero muy deficientemente explorado, ofrece el río Huayanca entre Aguamiro y Huayanca (fig. 187). Allí buzan bajo el neocómico deslizado (*n*), unas margas blancas con *Hemiaster Steinmanni* (*h*), que reposan sobre un sistema muy potente de calizas con *Actaeonella* de estratificación muy gruesa (*ac*). Debajo de éste, sigue una serie igualmente muy potente de areniscas amarillentas (*s*) y arcillas arenosas abigarradas (*r*, *t*), formando el techo de una masa calcárea con *Orbiculina* (*k*), en cuya base se halló el aptiano (*a*) y el neocómico (*n*).

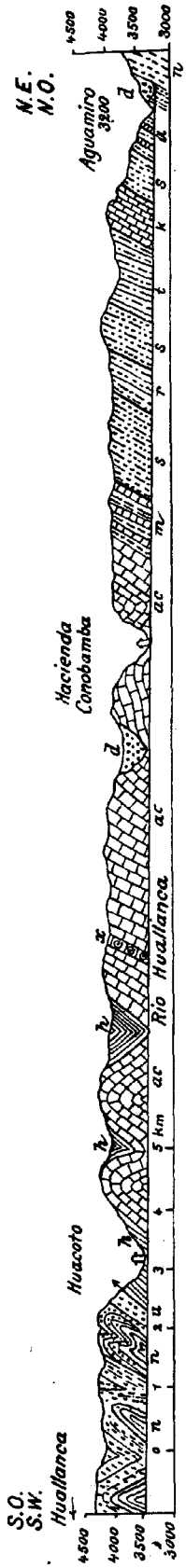


Fig. 187.

Perfil por los cerros cretácicos situados entre Aguamiro y Huayanca; a lo largo del río Huayanca. 1: 100000. *n* areniscas, cuarcitas y arcillas pizarrosas del neocómico, en parte carboníferas. *a* margas y calizas aptianas. *s* areniscas amarillentas. *rt* arcillas rojas arenosas. *k* calizas del senónico con *Orbiculina*. *m* calizas grises y calizas margosas grises. *ac* calizas pálidas con actaeonellas (*x*). *h* margas blancas con *Hemiaster*. *d* ripios cuaternarios. *u* deslizamiento (cobijadura o sobreescurrimento).

En La Quinua, cerca del Cerro de Pasco (F. 9), se observa la serie de capas descrita a continuación:

Superyacente: arenisca, dolomita y dolomita cavernosa (rauvaca) (¿ formación de Puca ?).

50 m de caliza margosa en parte arenosa y bituminosa,
2 m de calizas margosas concrecionadas con *Ostrea Nicaisei*, *Hemiaster Fourneli*, *Plicatulopecten Ferryi* etc.
40 m de margas y calizas alternadas.

Infrayacente: areniscas.

Mientras que todos los perfiles citados hasta aquí parecen representar esencialmente los estratos más profundos del senónico, en Otuzco, cerca de Cajamarca, se halla un horizonte aparentemente más alto. Aquí hay (de arriba hacia abajo)

200 m, a lo menos, de calizas con *Actaeonella*.
25 ,, de calizas margosas, ásperas, amarillentas y margas con una fauna sumamente variada, sobre todo *Buchiceras*, *Heterotissotia*, *Barroisiceras*, *Gauthiericeras* y numerosos lamelibranquios y gastrópodos; y unos
50 m de margas blancas con *Hemiaster Fourneli*.

De estas observaciones, parece resultar que se pueden distinguir dos pisos en el senónico:

un piso superior, compuesto exclusivamente de margas y calizas claras, con la rica fauna de Otuzco (Cajamarca); y

un piso inferior, en el que existen con frecuencia, además de margas y calizas, rocas arenosas abigarradas y depósitos ocasionales de yeso. A este piso parecen pertenecer exclusivamente las calizas con *Orbiculina*, mientras que las calizas con *Actaeonella* se presentan tanto en el piso superior como el inferior, y en dos o más horizontes. Parece también que en el piso inferior dominan principalmente representantes de género de amonites *Tissotia*, mientras que en el superior se halla una fauna muy rica y variada de las géneros *Buchiceras*, *Heterotissotia*, *Barroisiceras* etc.

Fauna del senónico.

La fauna se compone de amonites, lamelibranquios, gastrópodos y equinoideos, con exclusión casi absoluta de

todos los otros grupos, como p. e. los belemnites y braquiópodos, que faltan por completo y que en otras partes son tan frecuentes en el cretácico superior. En las calizas margosas y margas, en las cuales se encuentra la mayoría de los amonites, gastrópodos y

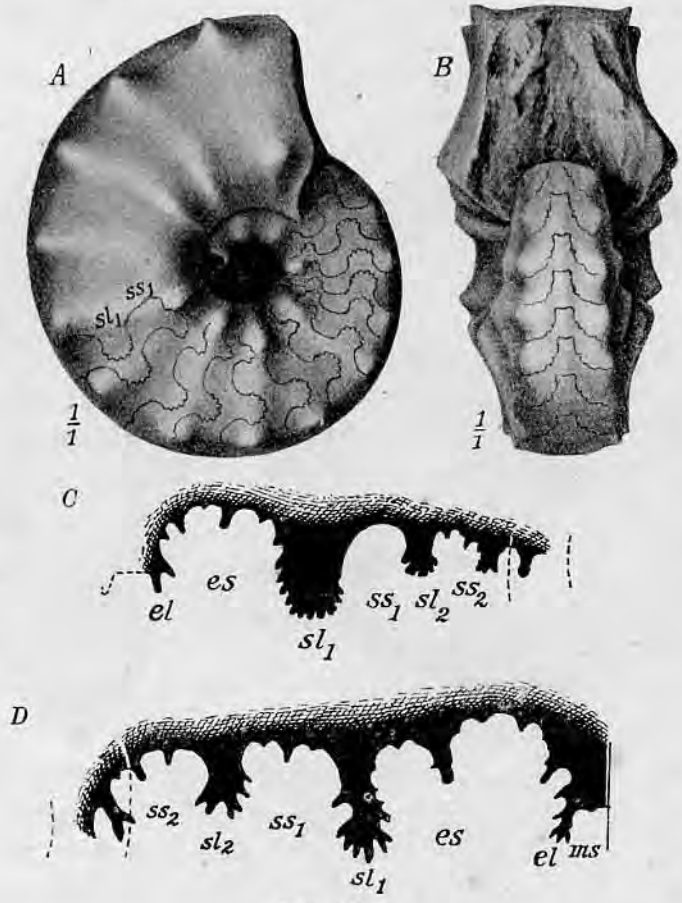


Fig. 188.
Buchiceras bilobatum Hyatt.
Senónico inferior. *A*, *B* de Hualgayoc al Norte de Cajamarca.
C, *D* de Otusco, cerca de Cajamarca; sutura.

una parte de los lamelibranquios, se encuentran bajo forma de moldes internos; mientras que las ostras, conchas afines y los equinoideos, conservan su estructura de conchas cálcicas.

Entre los **Amonites**, nos interesan especialmente aquellos que hasta ahora han sido hallados sólo rara vez en el Perú o fuera de él y que pertenecen sobre todo a:

Buchiceras (= *Roemeroceras*) (fig. 188, 189), género que se ha encontrado hasta ahora en gran abundancia solamente en el Norte del Perú, como en Otuzco, cerca de Cajamarca, y en algunos otros sitios. Las vueltas tienen un corte transversal trapezoide (188B) y una hilera interna y externa de nudos unidos por costillas débiles (188A). En la vejez desaparece la escul-

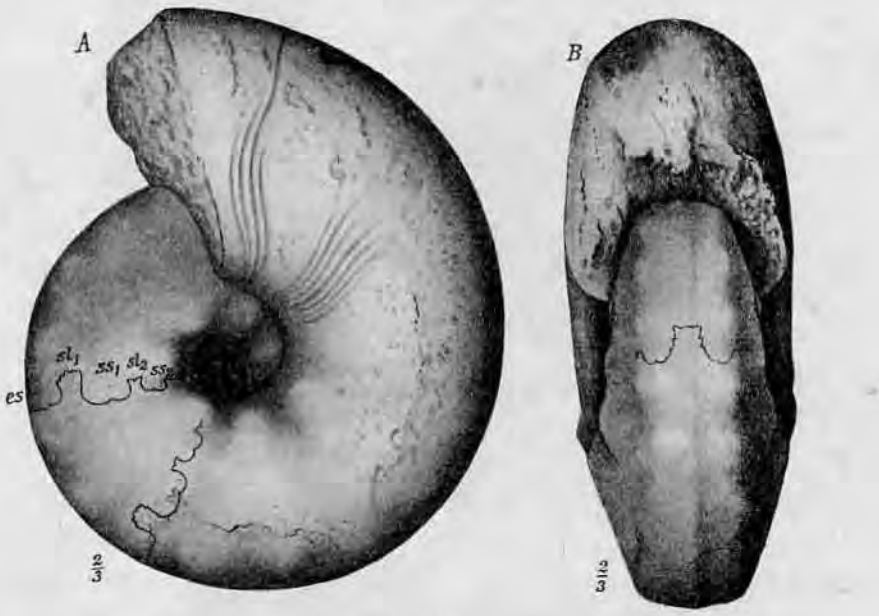


Fig. 189.
Buchiceras bilobatum laeve Brügg.
Senónico inferior. Hualgayoc, al Norte de Cajamarca. *A* de lado *B* de frente.

tura y las vueltas son más planas (fig. 189). El lado externo aplanado tiene una quilla en forma de hilo. La sutura tiene una silla externa muy ancha y débilmente hendida (*es* fig. 188). Existen varias especies difícilmente distinguibles.

Heterotissotia (fig. 190, 191), que se distingue del anterior por cortes transversales más altos de las vueltas, más ovales (B) y por nudos más débiles, solamente bien marcados en la juventud (fig. 191). La sutura es parecida, pero menos ramificada que en *Buchiceras* y tiene algunos lóbulos auxiliares (fig. 190 A). Es muy frecuente en Otuzco, pero ha sido encontrado en varios otros puntos.

Además se la conoce aisladamente en Algeria. A parte de la especie principal *H. neoceratites* PÉR., se distinguen algunas variedades.

Lenticeras Andii GABB (fig. 192), que tiene ombligo estrecho con corte transversal triangular de las vueltas, costillas apenas marcadas y sutura moderadamente ramificada con términos en forma de dedo. Hállase sólo aisladamente en algunos sitios del Perú y de Venezuela, y todavía no ha sido encontrada fuera de estas regiones.

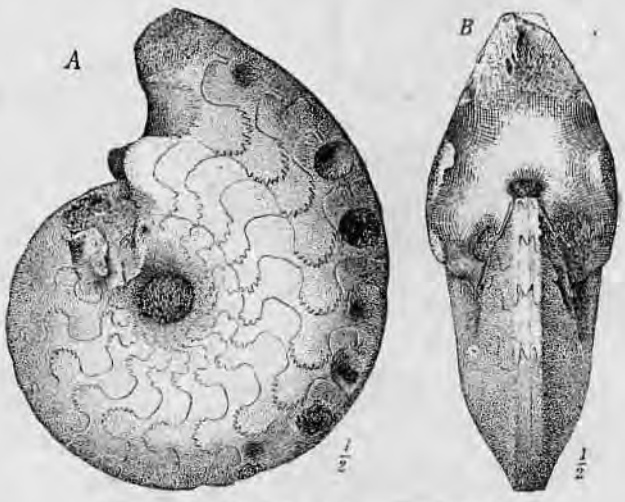


Fig. 190. *Heterotissotia neoceratites* PÉR.
Senónico inferior. Otusco, cerca de Cajamarca. *A* ejemplar adulto. Molde interior de lado, *B* de frente.

Paralenticeras Sieversi GERH. (= *Clydoniceras Leonis* BRÜGGEN)(fig.193), concha plana, lisa, muy involuta y con dorso afilado. La sutura está caracterizada por sillas ramificadas en forma de dedos. Es raro en el cretácico superior del Perú (Otusco) y Venezuela; y no se conoce fuera de Sud-América.

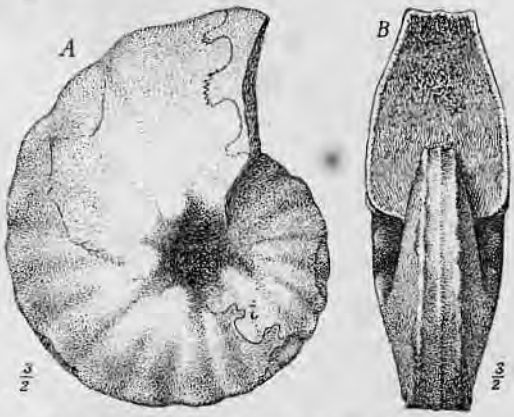


Fig. 191. *Heterotissotia neoceratites* PÉR.
Senónico inferior. Otusco cerca de Cajamarca. Ejemplar joven. *A* Molde interior de lado, *B* de frente. *i* Sutura.

Los demás amonites se encuentran fuera de Sud-América y por eso permiten una determinación exacta de la edad de los estratos del Perú. Figuran entre ellos los representantes no muy frecuentes, pero fácilmente reconocibles del género

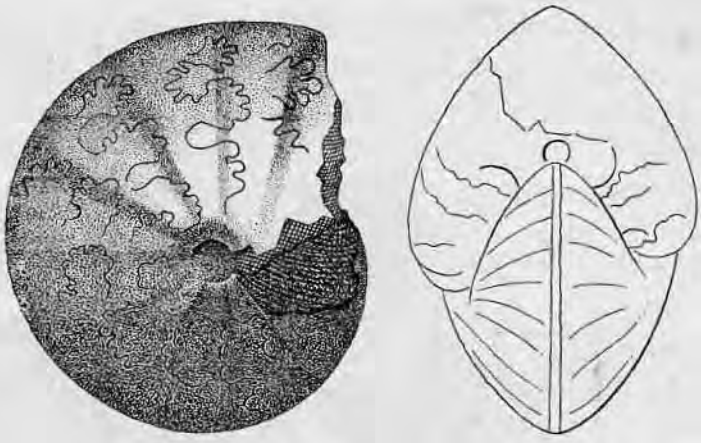


Fig. 192.
Lenticeras Andii Gabb
Senónico inferior. Provincia de Patás, dept.º de La Libertad.
A de lado, *B* de frente. 3/4 del tamaño natural. Copia según Gabb.

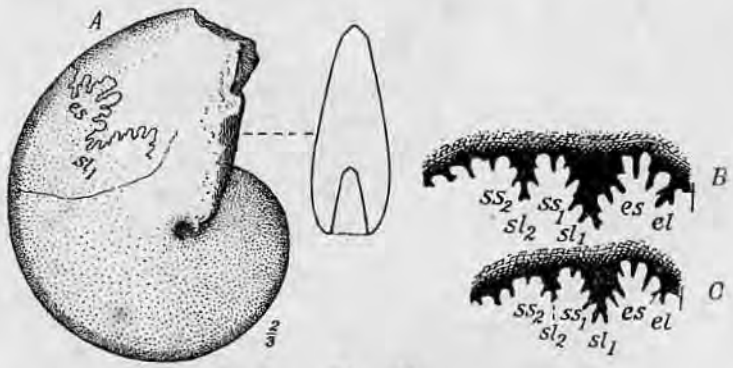


Fig. 193.
Paralenticeras Sieversi Gerh. Senónico inferior. Otusco, cerca de Cajamarca. *A* de lado y su corte transversal, *B*, *C* Suturas.

Tissotia (fig. 194), formas involutas, de corte transversal triangular hasta oval, con costillas rígidas gruesas y nudos débiles en la juventud, que desaparecen en la vejez. Dorso visiblemente agudo. Sutura con sillas en parte arriñonadas y de márgenes enteras; pero la silla exterior (*e*) y la silla auxiliar vecina (*x*) más o menos profundamente ramificadas. Encuéntrase, pero en ninguna parte con frecuencia, en las capas más bajas del senónico inferior (también en el turoniano superior

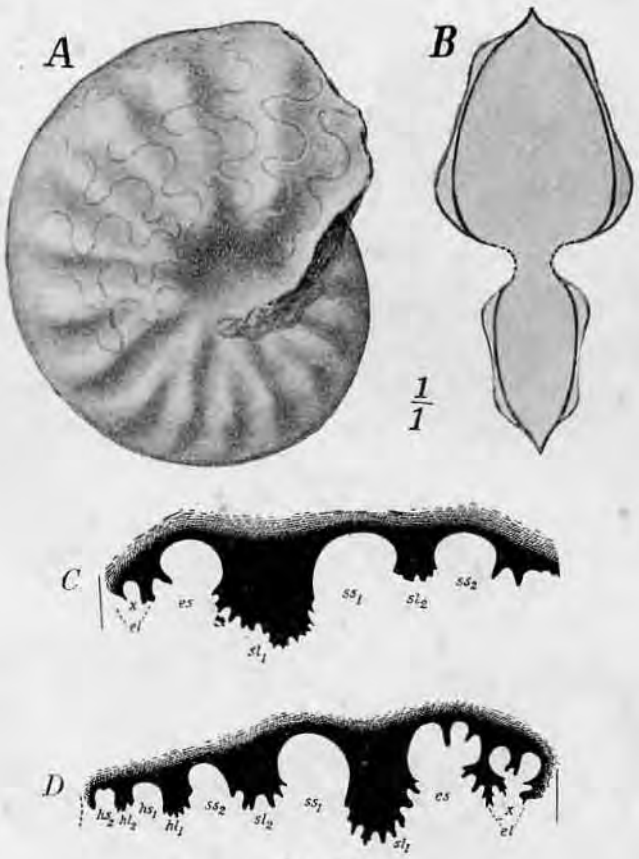


Fig. 194.
Tissotia Fourneli BAYLE.
Senónico inferior. La Quinua, cerca de Celendín.
A de lado, *B* corte transversal, *C* sutura, *D* sutura de la *T.* cf. *aurescensis* PÉR. proveniente de pastos de Lachuc, cerca de Huayanca.

p. 148), y raras veces en las más altas. En las Cordilleras orientales de los ríos Huayaga, Pachitea y Ucayali las conchas alcanzan un diámetro de casi 0,5 m, siendo entonces muy planas y agudas. Las especies distinguibles son difícilmente determinables.

Estos y algunos otros géneros emparentados, pertenecen en parte a especies idénticas a los fósiles más característicos del senónico inferior del Perú como del Norte de Africa.

Barroisiceras (fig. 195, 196), comprende conchas de ombligo estrecho o ancho, de corte transversal aproximadamente rectangular

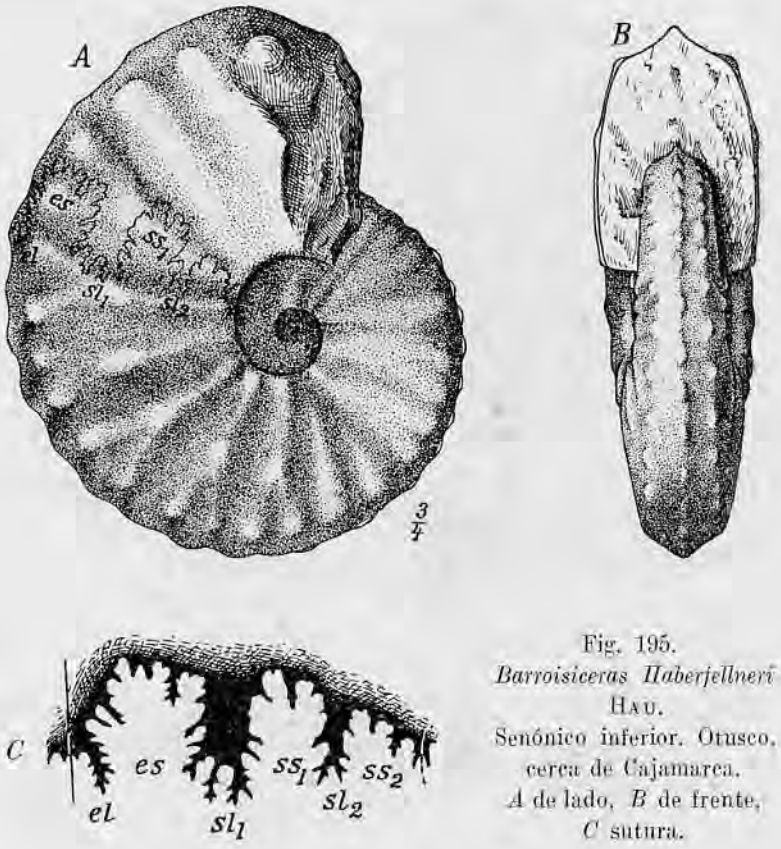


Fig. 195.
Barroisiceras Haberfellneri Hau.
Senónico inferior. Otusco, cerca de Cajamarca.
A de lado, *B* de frente, *C* sutura.

y dorso agudo. De las cuatro hileras de nudos, existen siempre la media, exterior e interior, mientras que la situada en el medio del costado, desaparece a menudo.

B. Haberfellneri Hau. (fig. 195) es frecuente y está caracterizado por costillas fuertes y nudos laterales fuertes, mientras que las variedades sin costillas como

B. Brancoi Solg. (fig. 196) son raras y de sutura muy ramificada. Este género está muy propagado en Europa y Africa en el senónico inferior, especialmente en el coniaciano.

Gauthiericeras (fig. 197) tiene una escultura semejante, pero más robusta que *Barroisiceras*, tiene un ombligo más ancho y corte transversal cuadrado hasta rectangular de las vueltas. La especie no muy rara en Otusco, *G. Margae* Schlüt. (fig. 197), difiere

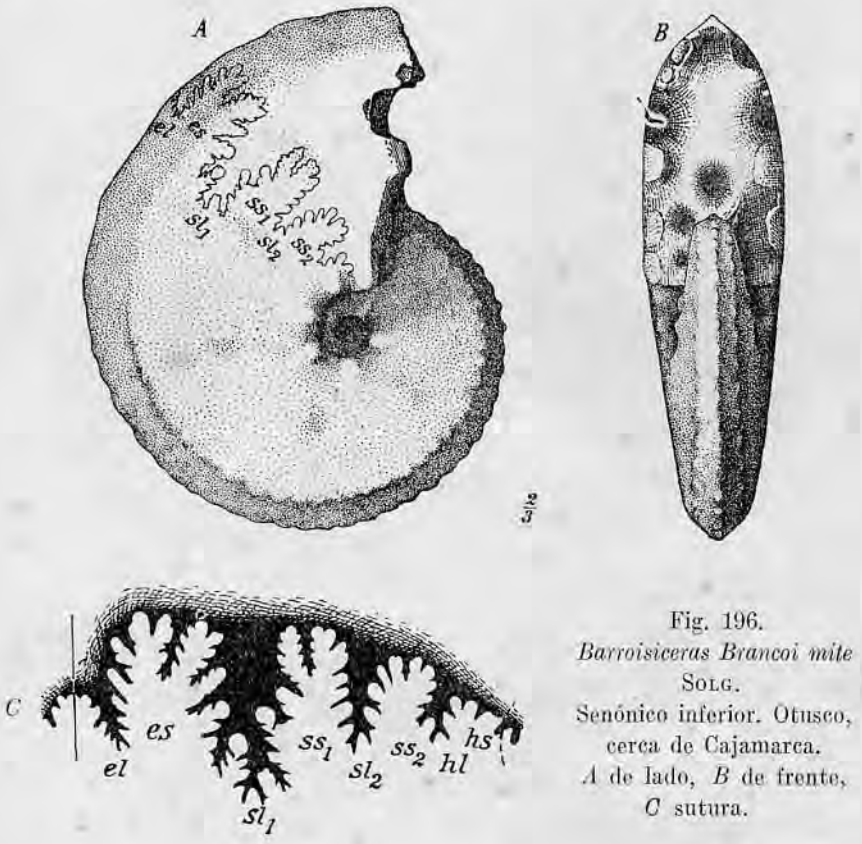


Fig. 196.
Barroisiceras Brancoi mite Solg.
Senónico inferior. Otusco, cerca de Cajamarca.
A de lado, *B* de frente, *C* sutura.

solamente de un modo muy insignificante del tipo que es tan propagado en Europa, Africa etc. en el senónico inferior.

Hoplitoides cf. *ingens* v. Koen. (fig. 198), especie rara en Otusco, pertenece a un género que en la Africa occidental está representado con frecuencia en el turoniano. Sus conchas planas casi sin ornamento, tienen en la juventud un lado exterior sureado, liso en las formas adultas. La sutura está caracterizada por un lóbulo lateral ancho (sl_1).

Como exceptuando los *Hoplitoides*, en otras partes los amonites se encuentran, cuando no son especificamente sudamericanos, sólo en el piso inferior del senónico, en el coniaciano, podemos colegir que en el Perú, tanto las capas inferiores como las superiores, pertenecen al coniaciano.

Fig. 197.
A Gauthiericeras Margae Schlüt. var. *peruviana* Brügg.
Senónico inferior. Otusco, cerca de Cajamarca, *B* sutura de *Gauth. Roquei* Pér. del Senónico inferior de La Quinua, cerca de Celendín.

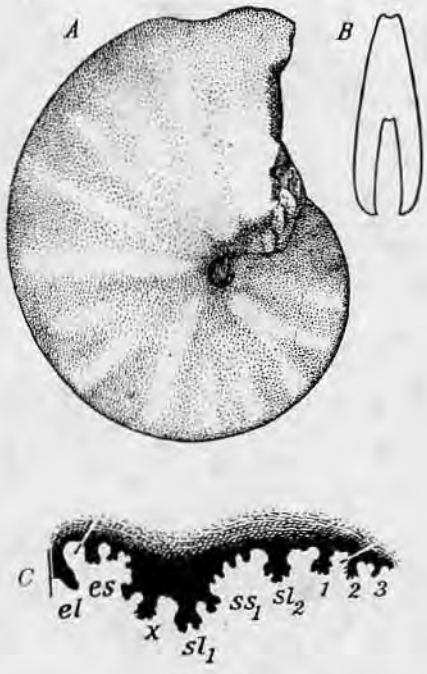


Fig. 198.
Hoplitoides cf. *ingens* v. Koen.
Senónico inferior. Otusco, cerca de Cajamarca. *A* de lado y *B* de frente, *C* sutura.

Gastrópodos. Estos se hallan en gran abundancia en algunos lugares, como p. e. en Otusco, cerca de Cajamarca; pero como sus conchas están en un estado de conservación incompleto, y son generalmente moldes internos que permiten solo reconocer con deficiencia las esculturas, resulta que su determinación es incierta. Los más frecuentes son:

Fusus Bleicheri Thom. & Pér. (fig. 199), liso, caracterizado por su tamaño especial, espiras esquinadas y boca alta con canalón largo. Es frecuente en Otusco y en otras partes. Encuéntrase en el senónico inferior (Santoniano) del Norte de Africa.

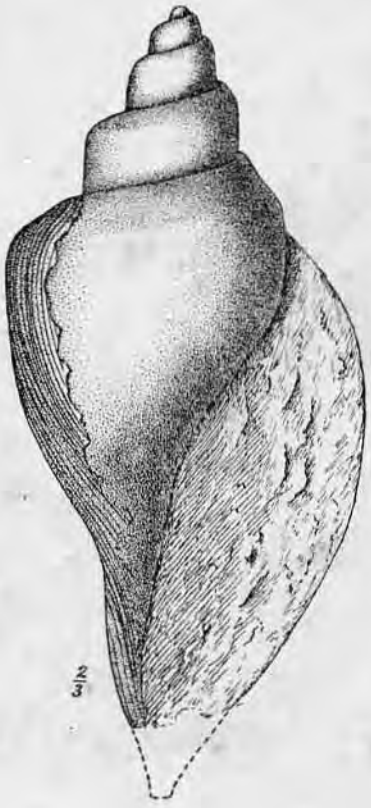


Fig. 199.
Fusus Bleicheri Thom. u. Pér.
Senónico inferior. Otusco, cerca de Cajamarca. Molde interior con rastros de las estrías de crecimiento (a la izquierda).

Fig. 200.
Fusus Asaillyi Thom. u. Pér.
Senónico inferior. Pastos de Lachuc, cerca de Huayanca Molde interior.

Fig. 201.
Aporrhais Costae Choff.
Senónico inferior. Otusco, cerca de Cajamarca. Molde interior con rastros de las costillas y con el ala superior de la boca.

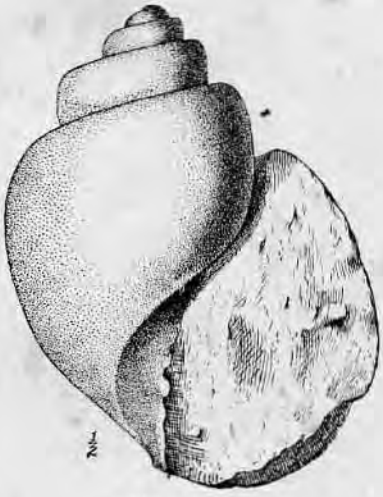


Fig. 202.
Natica Lesseli Brügg.
Senónico inferior. Otusco, cerca de Cajamarca. Molde interior.

Fig. 203.
Tylostoma Cossoni
Thom. u. Péñ.
Senónico inferior. Otusco, cerca de Cajamarca.
Molde interior.

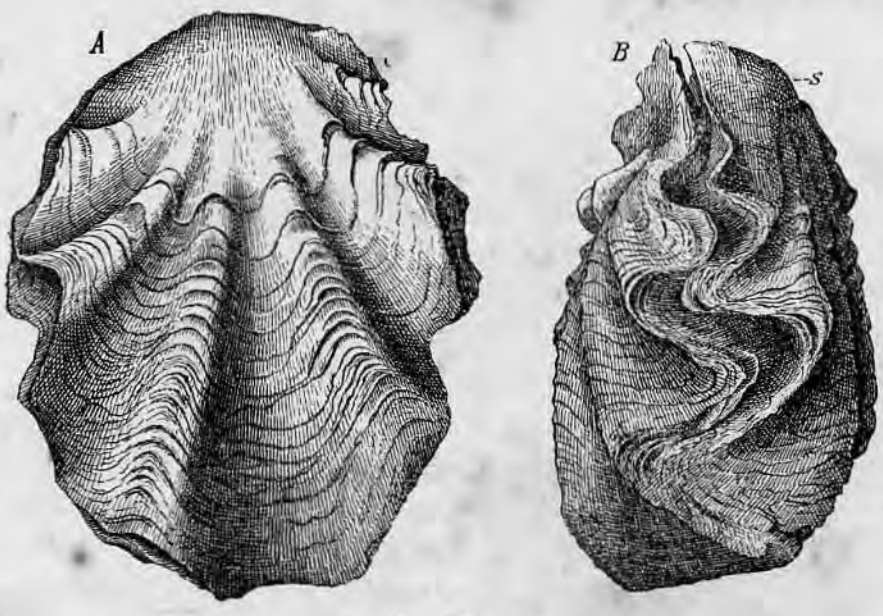


Fig. 204.
Ostrea Nicaisei Coqu.
Senónico inferior. San Pedro, río Rupac. *A* valva inferior, *B* concha cerrada de lado. *s* valva inferior con el área lisa con que se adhiere.

Fusus Asaillyi Thom. & Pér. (fig. 200), con espiras regularmente abovedadas y costillas transversales hinchadas, es más raro y existe igualmente en el santoniano del Norte de Africa.

Aporrhais Costae Choff. (fig. 201) hay en Otusco y otros lugares en grandes cantidades; pero generalmente sólo se conservan las vueltas más viejas casi lisas y más raras veces la última vuelta con escultura de reja, costillas transversales engrosadas en nudos y quilla mediana.

Fig. 205.
Ostrea Nicaisei Coq.
Senónico inferior. Otusco, cerca de Cajamarca. Concha joven.

Fig. 206.
Ostrea (Exogyra) arietina F. Roem.
Senónico inferior. La Quinua, cerca de Celendín. Valva inferior espiralmente torcida.

Natica Lesseli Brügg. (fig. 202), forma grande, inflada y con vueltas esquinadas, llega a ser muy grande y es frecuente. No se conoce en otros lugares.

Tylostoma Cossoni Thom. & Pér. (fig. 203), alcanza también un tamaño considerable y difiere de la anterior por vueltas redondeadas. El labio externo doblado rara vez se conserva. Encuéntrase en Otusco. Existe en el turoniano del Norte de Africa.

Lamelibranquios. Son los más frecuentes y a menudo en excelente estado de conservación, sobre todo las ostras y sus parientes. El fósil característico más importante es:

Ostrea Nicaisei Coqu. (fig. 204, 205), de concha hasta del tamaño de una mano y con 8—10 pliegues gruesos en ambas valvas casi

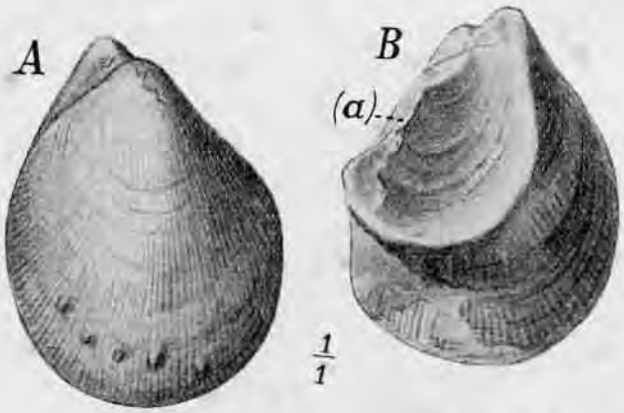


Fig. 207.
Spondylus tenuicostatus STEINM.
Senónico inferior. Santa Clara, al Este de Sihuas. *A* valva superior, *B* valva inferior. *a* área de adherencia.

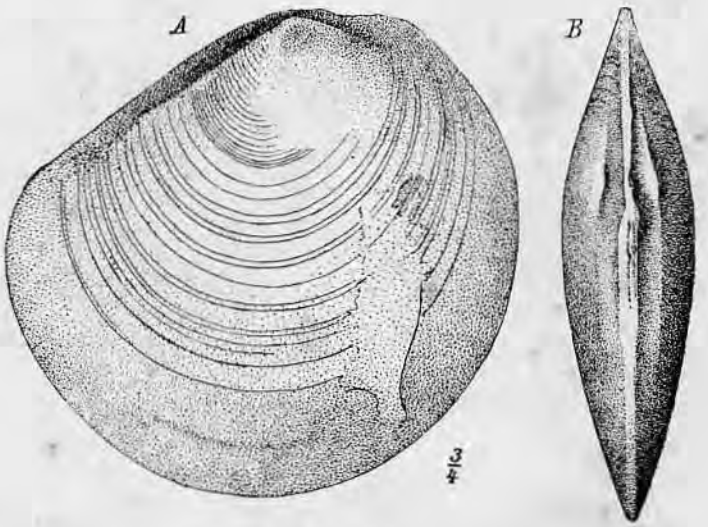


Fig. 208.
Lima Grenieri COQ.
Senónico inferior. Otusco, cerca de Cajamarca. Molde interior. *A* valva derecha, *B* molde visto de arriba.

igualmente abovedadas. Varía mucho respecto a forma y costillas. Es frecuente en ambos pisos del senónico del Perú, pero en Africa se halla en el piso superior del senónico únicamente.

Ostrea (*Gryphaea*) *vesicularis* LAM., ostra lisa sumamente propagada en el senónico, con valva inferior abovedada y superior cóncava. Es también frecuente en algunos sitios del Perú.

Ostrea (*Exogyra*) *arietina* F. ROEM. (fig. 206), cuya valva inferior está encorvada en forma de cuerno y muestra en las partes más

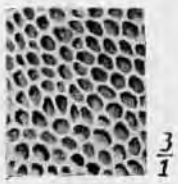


Fig. 209.
Membranipora Cypris D'ORB., adherida a la *Lima Grenieri*. Senónico inferior. Otusco, cerca de Cajamarca.

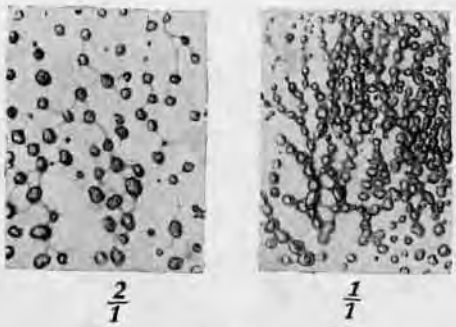


Fig. 210.
Cliona cretacea PORTL., que perfora la concha de *Lima Grenieri*. Senónico inferior. Otusco, cerca de Cajamarca.

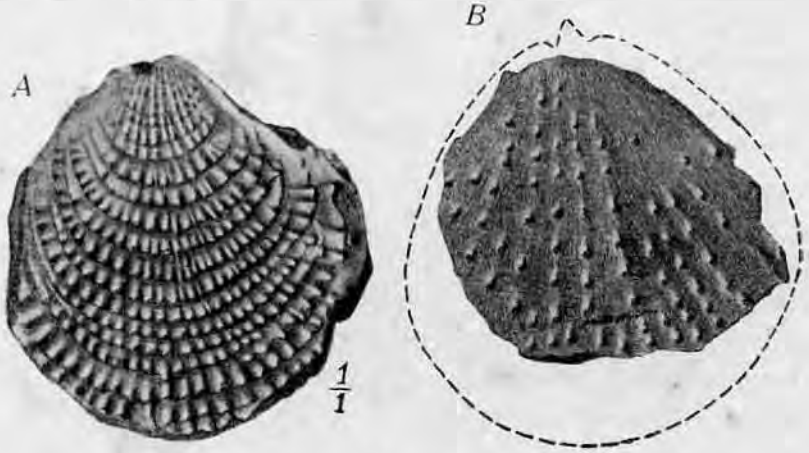


Fig. 211.
Plicatulopecten Ferryi COQU.
Senónico inferior, Perú setentrional. *A*, var. *concentrica* BRÜGG. de Otusco cerca de Cajamarca; *B*, var. *Boehmi* NEUM. de la Quinua, cerca del Cerro de Pasco.

viejas una estriación transversal fina que la distingue así de la *Exogyra Mermeti* (p. 144), es a veces frecuente. Hállase en Texas, en estratos del cretácico mediano.

Hay además varias otras pequeñas especies de *Ostrea*.

Spondylus tenuicostatus STEINM. (= *Spondylus* cf. *striatus* BRÜGG.) (fig. 207), de concha finamente estriada con espinas aisladas en la valva superior (A), tiene la valva inferior con área de adhesion ancha (Ba). La especie semejante, propagada en el senónico europeo, *Sp. Dutemplei* D'ORB., tiene costillas más fuertes y con más espinas.

Lima Grenieri Coqu. (fig. 208), de concha hasta de tamaño más grande que una mano y con estrías concéntricas, muy frecuente en Otusco, corresponde al turoniano del Norte de Africa. Las conchas están a menudo densamente incrustadas con un briozoario, *Membranipora Cypris* d'Orb. (fig. 209), y muchas veces completamente agujereada por los huecos de una esponja perforadora, *Cliona cretacea* Portl. (fig. 210), cuyos huecos están generalmente rellenados con limonita.

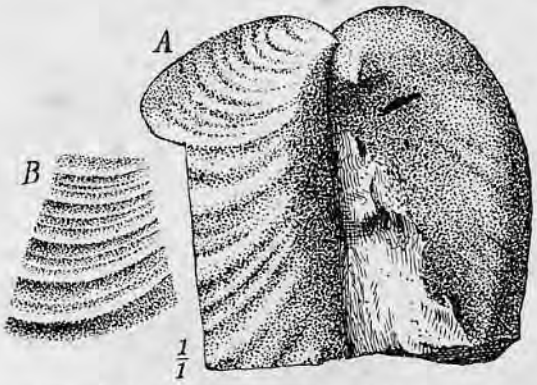


Fig. 212. *Inoceramus aequivalvis* Brügg. Senónico inferior. Otusco, cerca de Cajamarca.

Entre las conchas más abundantes de la facies margosa de este piso, tenemos las especies del género *Plicatulopecten* (*Plicatula*) (fig. 211), de conchas chicas o medianas, ora con estrías fuertemente concéntricas (A), ora sin éstas (B), pero siempre con escamas o espinas numerosas y radiales. La especie más propagada *P. Ferryi* Coqu., es sumamente variable y muy frecuente en el turoniano y senónico del Norte de Africa.

Inoceramus, género común en el cretácico superior de todos los países, está representado en el Perú sólo por pocas y raras especies, como, p. e. *I. aequivalvis* Brügg. (fig. 212).

Arca (*Cucullaea*) *Maresi* Coqu. (no la *Mareso-Teutobuchus* Neum.) (fig. 213), existe generalmente en forma de moldes internos que se distinguen poco del molde interno de *Arca brevis* d'Orb. del aptiano (p. 127), pero es más ancho y menos grueso por lo que se tomó equivocadamente un horizonte por otro. Se halla en el senónico del Africa.

Cardium pulchrum Brügg. (fig. 214), forma chica, puntiaguda, con costillas débiles concéntricas y radiales más fuertes, tiene una propagación grande.

Roudairia intermedia Brügg. (fig. 215), tiene conchas triangulares con una arista y arrugas fuertes y concéntricas en la con-

cha (A). También el molde interno (B) está caracterizado por una arista fuerte y por impresiones musculares muy sobresalientes. Se encuentra tan propagado en el senónico del Perú como en el senónico del Africa y del Asia meridional.

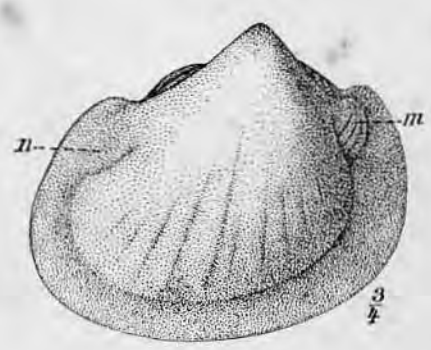


Fig. 213.
Arca (*Cucullaea*) *Maresi* Coqu.
Senónico inferior. Otusco, cerca de Cajamarca. Molde interior de la valva derecha. *m* impresión muscular anterior, *n* posterior.

Fig. 214.
Cardium pulchrum Brügg.
Senónico inferior. Pastos de Lachuc, cerca de Huayanca. *A* molde interior esculpido de la valva derecha, *B* el mismo de atrás.

Fig. 215.
Roudairia intermedia Brügg.
Senónico inferior. Otusco, cerca de Cajamarca. *A* Concha, *B* molde interior, de la valva izquierda.

Anisocardia Hermitei Coqu. var. *acuta* Choff. (fig. 216), es una forma estrecha y alta, pero muy gruesa y con vértices fuertes torcidos hacia adelante y de costado. No es frecuente en Otusco, y en Portugal se le encuentra desde el cenomaniano hasta el senónico.

No son raros también, moldes internos de venerides (*Venus*, *Tapes* etc.), pero es difícil identificarlos. En cambio son más fre-

cuentes, conchas planas, transversalmente ovales que tal vez pertenecen a *Venus* cf. *Desvauxi* Coqu. (fig. 217).

De los Sinupalliates mayores fácilmente reconocibles, son de mencionar:

Liopistha (*Pleuromya*) cf. *Molli* Coqu. (fig. 218), transversalmente oval, con costillas regulares concéntricas.

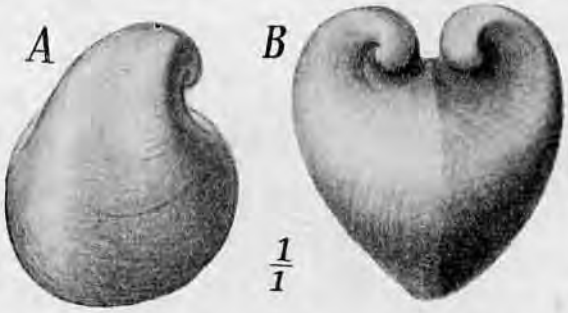


Fig. 216.
Anisocardia Hermitei Coqu., var. *acuta* Choff.
Senónico inferior. Otusco, cerca de Cajamarca. *A* molde interior de la valva derecha, *B* el mismo visto por adelante.

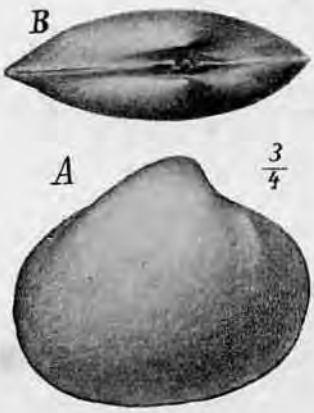


Fig. 217.
Venus cf. *Desvauxi* Coqu.
Senónico inferior. Otusco, cerca de Cajamarca.
A molde interior de la valva derecha, *B* el mismo visto de arriba.

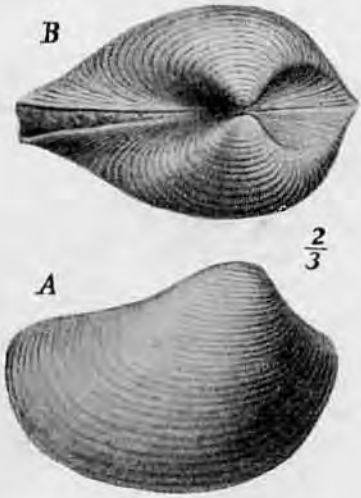


Fig. 218.
Liopistha cf. *Molli* Coqu.
Senónico inferior. Otusco, cerca de Cajamarca. *A* molde interior de la valva derecha, *B* el mismo visto de arriba.

Liopistha cf. *striata* d'Orb. (fig. 219), forma alta, inflada con costillas tiernas y concéntricas en el vértice.

Pholadomya elongata Muenst. (= *Quinuana* Neum.) (fig. 220), transversalmente muy alargada y con numerosas costillas radiales.

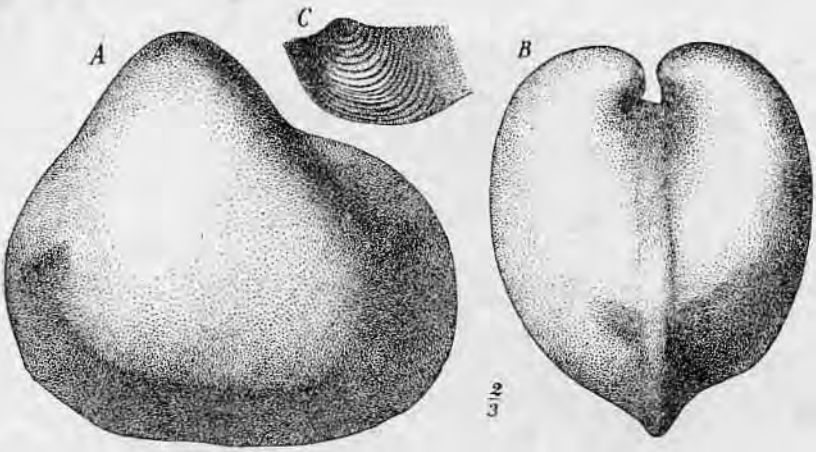
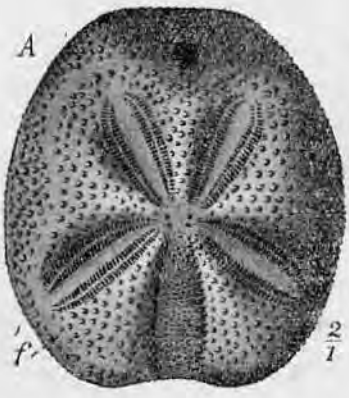


Fig. 219. *Liopistha* cf. *striata* D'ORB.
Senónico inferior. Otusco, cerca de Cajamarca. *A* valva izquierda, por fuera *B* de frente, *C* escultura concéntrica de la región del vértice.

Fig. 220.
Pholadomya elongata MUENST.
Senónico inferior. Otusco, cerca de Cajamarca. Molde interior de la valva izquierda.



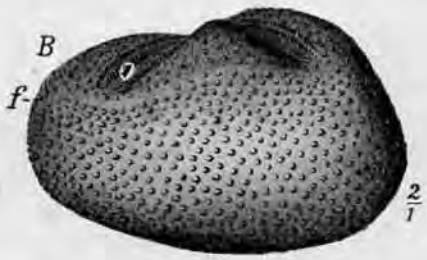


Fig. 221. *Hemiaster Fourneli* DESH. var. *obliqua* BRÜGG.
Senónico inferior. Yanacancha-La Tahona, cerca de Hualgayoc. *A* de arriba. *B* de lado, *f* fasciola.

Fig. 222.
Goniopygus hemicidariformis Brügg.
Senónico inferior. Shacapayana, al Sudoeste de Sihuas.

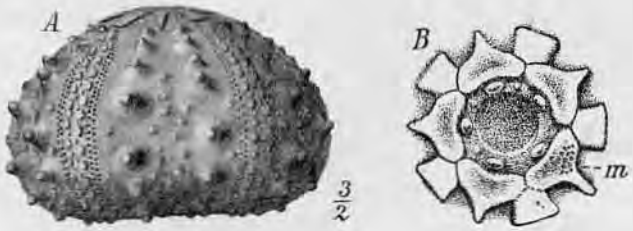


Fig. 223.
Goniopygus superbus Cott. u. Gauth.
Senónico inferior. Santa Clara, al Este de Sihuas. *A* de costado. *B* área aumentada del vértice. *m* lámina de madréporas.

Equinoideos. Son frecuentes en casi todas partes en el senónico inferior, sobre todo el género

Hemiaster (fig. 221), que se halla en miles de ejemplares en casi todos los lugares de mayor abundancia y pertenece a los fósiles característicos más importantes del piso inferior y superior del senónico. La especie predominante

Hemiaster Fourneli Desh. (fig. 221), que se halla también en gran cantidad en el senónico del Norte de Africa, tiene algunas variaciones que difieren solamente poco; alrededor de los ambulacros y en forma de estrella, corre una cinta lisa (fasciola *f*) (fig. 221 A). También el pequeño *H. Steinmanni* Neum., caracterizado por su parte posterior truncada y por el escudo del vértice colocado más hacia atrás, sería probablemente nada más que una variedad, que se halla especialmente en las margas blancas y blandas. (Sobre la diferencia con *Enallaster texanus* véase p. 130).

Cyphosoma, de conchas planas y bajas, con abertura ancha del vértice y del ano, parecida a *Pseudodiadema* (fig. 154, p. 133), que raras veces se encuentra en varias especies; y

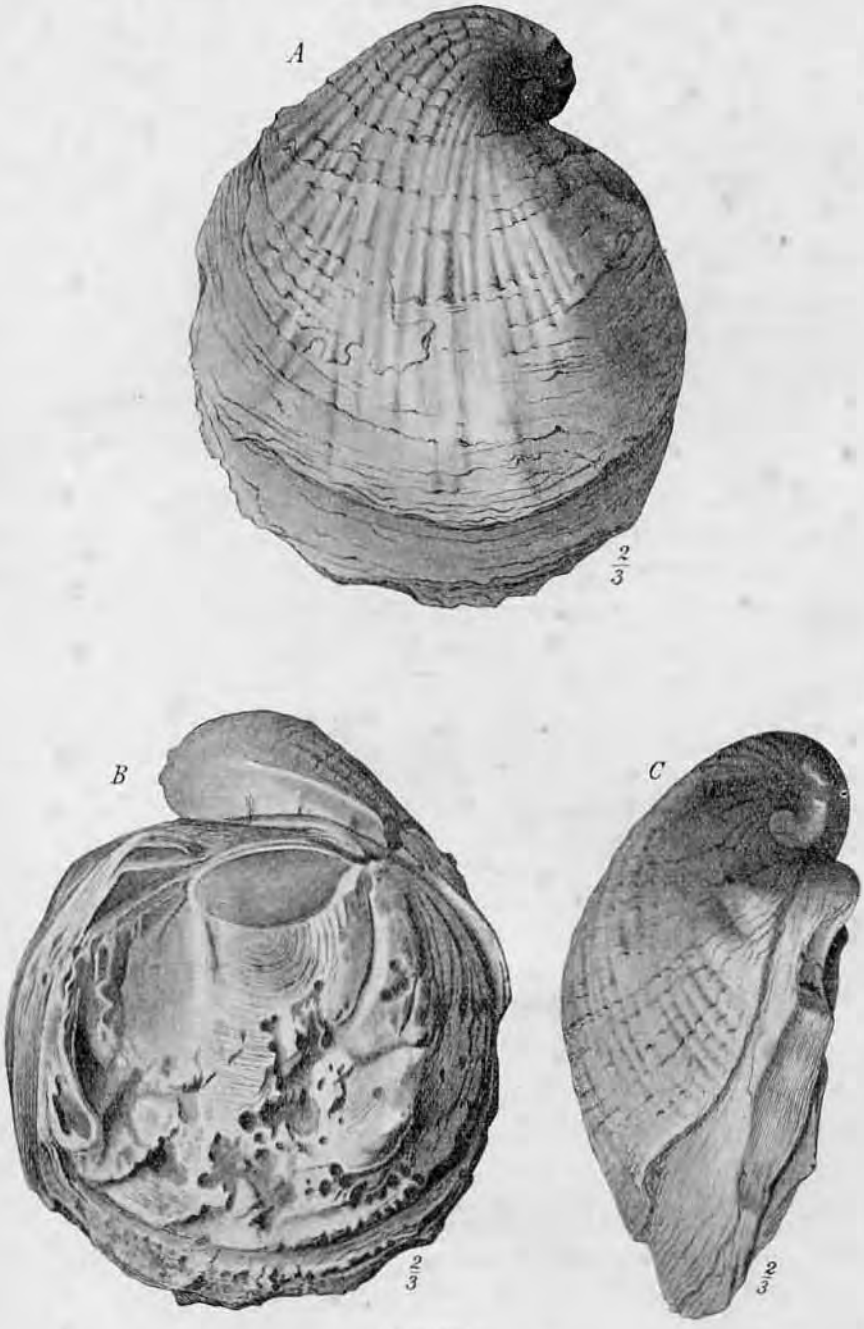


Fig. 224.

Ostrea (*Exogyra*) *ponderosa* F. Roem. sp.?

Senónico. Yamaluc, cerca de Montán, al Oeste de Bambamarca, Perú setentrional. *A* valva inferior. *B* valva superior. *C* la misma vista de lado (original de Bonn).

Goniopygus, un género que parece pertenecer al piso inferior, está representado por

G. hemicidariformis Brügg. (fig. 222), forma alta, anchamente abovedada arriba, que perforan los indígenas usándola como molinillo; y por, *G. superbus* Cott. & Gauth. (fig. 223), más bajo y de forma cónica en su parte superior.

No es segura la edad senónica de las especies siguientes, que fueron coleccionadas en Yamaluc, al Oeste de Bambamarca, junto con formas genuinamente cenomanianas, porque también se desarrollan allí otros pisos cretácicos más antiguos y modernos:

Ostrea (*Exogyra*) *ponderosa* F. Roem. (fig. 224), de valvas muy grandes y sumamente gruesas. La valva mayor fuertemente abovedada tiene costillas de pliegues divergentes, algo escamosas (A), que al principio parecen faltar y más tarde se debilitan y desaparecen. Esta especie se encuentra en el senónico superior del Norte de Africa y de la América. Una concha de esta especie peruana, se halla fijada sobre un *Inoceramus* y otra sobre una *Trigonia*, la *Trigonia Sieversi* Steinm. (fig. 225) cuya concha casi cuadrada tiene costillas densamente colocadas granuladas y menos encorvadas que en la especie parecida y menor *Trig. spinulosa* del cenomaniano de Europa.

Las gruesas conchas de *Exogyra ponderosa* están atravesadas generalmente por numerosas perforaciones hasta de 5 mm de profundidad y 4 mm de diámetro, que les dan una textura celular (fig. 224B). Estos agujeros son hechos por una pequeño lamelibranquio perforador del género *Martesia*, cuyas conchas están a veces todavía dentro de los agujeros.

El cretácico superior con fósiles marinos, amonites, ostras y equinoideos, se encuentra también según Singewald (1927) en el Pongo de Manseriche (F. 3) con sedimentos margo-calizos, cuya continuación septentrional fué hallada por Watson y Sinclair en la región del rio Napo en el Ecuador y por el mismo Singewald, con margas y areniscas en vez de calizas, en el rio Pachitea, por el Sur.

Según Iddings y Olsson (1928) las rocas del cretácico superior o medio, rodean el núcleo de los Cerros de Amotape por los

lados del E, N y NO. Esta serie de sedimentos la han dividido en tres formaciones (de arriba hacia abajo):

a) Formación de Monte Grande: conglomerados gruesos y areniscas con rudistos (probablemente *Pironaia*) y *Roudairia*, de un espesor de más o menos 100 m., y de poca extensión. Descansan sobre el piso infrayacente, o pasan en transgresión sobre pizarras premesozoicas. Este piso podría ser senónico superior, tal vez maestrichtiano.

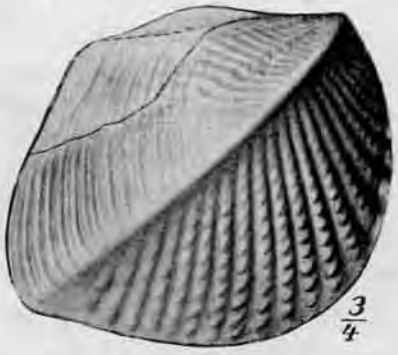


Fig. 225.
Trigonia Sieversi Steinm.
¿ Senónico? Yamaluc, cerca de Montan, al Oeste de Bambamarca. Valva derecha.

b) Formación de Copa Sombrero: pizarras negras de mil metros de espesor, con concreciones de cal y estratos delgados de sílice, de vez en cuando con intercalaciones de areniscas duras o cuarcitas. Amonites (*Sphenodiscus*?) e Inocerami. Tienen una gran extensión, y pasan al terreno ecuatoriano.

c) Formación de Pananga: tiene algunos cientos de metros de espesor.

Arriba: calizas bien estratificadas, negras y bituminosas sin *Nerinea* y *Actaeonella*.

Abajo: calizas duras mal estratificadas con conglomerados en la base y con *Nerinea* y *Actaeonella*.

El cretácico superior en la región de Amotape se diferencia de la sucesión de los estratos de la Cordillera en varios sentidos, pues las capas gruesas de la formación de Copa-Sombrero no tienen análogas, según se sabe. Pertenecen probablemente al senónico superior.

Tampoco se conoce, en la Cordillera, rocas que se parezcan a las de la formación de Monte Grande, las que se deberían clasificar debido a la presencia de los fósiles, especialmente de *Pironaia*, entre los pisos más recientes del cretácico, probablemente en el maestrichtiano.

Las calizas bituminosas y las pizarras, mencionadas en b) y c), aseméjanse mucho a las rocas que contienen Inocerami y que se encuentran en los alrededores de Guayaquil y en la Cordillera de Chongón-Colonche, al SO. del Ecuador (compárese fig. 268, p. 324 y WOLF, Geografía y Geología del Ecuador. 1892, 241, lám. I).

Los señores GANZ, GSELL y FREYLINK encontraron fósiles parecidos no solamente en la Sierra de Amotape sino también en la Sierra de Paita. Al Oeste de esta sierra, en la costa, cerca de Playa Tortugas, areniscas grises y brechas conglomerádicas contienen, según GERTH (1928) *Roudairia Drui* MUEN.-CHALM., *Trigonia crenulata* LMK. y otros moluscos de testa gruesa. Este piso según GERTH podría pertenecer al Turoniano.

En la falda Sur de la indicada sierra y en discordancia sobre rocas paleozoicas o arcaicas, reposa una caliza pardo clara por parte arenosa con muchas Actaeonellas y *Pironaia peruana* GERTH. Este piso pertenece según GERTH al senónico medio (campaniano) o al maestrichtiano inferior. El piso más superior está formado por calizas margosas de color amarillento o morado con *Sphenodiscus plurisepta* CONRAD var. *peruana* GERTH y muchos otros moluscos. Estas capas están ubicadas en las faldas del Este y Sur de la susodicha serranía litoral y deben ser colocadas en el maestrichtiano.

Dejando de lado las pocas formas que parecen estar limitadas al Perú o a Sud-América, toda la fauna demuestra una semejanza muy sorprendente con la fauna del senónico inferior del Norte de Africa (Argelia, Tunisia, Marruecos). En ambas regiones se encuentra los mismos géneros y muchas veces las mismas especies de amonites. Tomando en cuenta a estos fósiles característicos más importantes, ambos pisos del senónico inferior en el Perú, pertenecen exclusivamente a la mitad inferior del senónico inferior (o emscheriano), al coniaciano, y no se encuentra alguna razón para que estén representados horizontes aun más altos (fuera de la región de Amotape). Es verdad, que algunos otros moluscos se hallan en Africa y Sud-Europa en estratos algo más profundos o altos, pero eso no pesa mucho al lado de los amonites.

Según esto hay que suponer dos cosas: o que los sedimentos más modernos del cretácico superior en el Perú, no se deposi-

taron; o que fueron denudados más tarde por completo. La primera suposición es más probable, pues en caso contrario se hubiera encontrado a lo menos vestigios de horizontes más altos, en alguna parte. En cambio la facies arenosa del cretácico superior, que describiremos en seguida, puede pertenecer tal vez a horizontes aún más recientes que el coniaciano.

2. Facies semicontinental (formación de Puca).

Literatura: Deustua 1912, 1921, 1925. Douglas 1912, 1920. Fritzsche 1923. Gerth 1915. Poeppig 1835. Singewald 1927.

En la Cordillera del Norte de la Argentina, en el altiplano de Bolivia y en la falda oriental de la Cordillera hasta Caupolicán, se extiende encima de los sedimentos paleozoicos, un potente sistema de areniscas preferentemente rojas, que en muchos lugares contienen petróleo, y que por esta razón fué llamada por Brackebusch «Formación petrolífera». No siendo ésta la única formación petrolífera de la Cordillera, Steinmann propuso para el complejo entero el nombre de «formación de Puca» (a causa del color rojo de la roca pues «puca» quiere decir en queshua, rojo). La masa principal de este complejo se compone de conglomerados, areniscas rojas y pardas, también pálidas, y de arcillas yesíferas y salíferas sin fósiles marinos, siendo por eso indudablemente de origen continental. Se intercala en medio de las areniscas de este complejo, una zona de composición distinta en que dominan calizas y margas gris-azuladas o pálidas, esquistos negros bituminosos y areniscas arcillosas, que encierran escasos fósiles del mar, de agua salobre y de agua dulce que bastan para constatar su edad cretácica. La edad de las areniscas existentes encima y debajo queda en parte indeterminada; pero en todo caso pertenecen los estratos más altos, de origen continental, al terciario ¿ medio ?, a causa de los restos de plantas contenidos en ellos.

En la región del lago Titicaca, la formación de Puca pasa de Bolivia al territorio peruano; y ha sido seguida desde el confín Norte y Noroeste del lago (Huancané, Pirín), en dirección Noroeste, hasta más o menos mitad del camino al Cusco.

Cerca de Puno se intercala, según Gerth, entre las areniscas y

conglomerados, una caliza gris; y en las capas limítrofes margosas y arenoso-calcáreas se hallan fósiles parecidos a *Hydrobia*, mientras que en las calizas grises de Calacoto, cerca de Juliaca, se han encontrado Melanias y Paludinas silicificadas en forma parecida a los hallazgos hechos en Bolivia.

Según DOUGLAS, entre Puno y Lagunillas, las capas jurásicas en posición fuertemente inclinada, están cubiertas por una serie de estratos de conglomerado morado estratificado y más arriba por calizas grises silíceas, a menudo dolomíticas, y margas rojas (véase lám. I). Los conglomerados contienen en su parte inferior solamente rodados de cuarcita, y en la superior rodados redondeados de diorita horneblendífera y porfirita, y más raras veces rodados y bloques de una caliza silícea (¿ carbónico ?).

En la caliza se encuentran abundantes fósiles (equinodermos y lamelibranquios), pero en estado fuertemente triturado, de modo que no bastan para determinar la edad. Tampoco puede usarse con este fin los fósiles descritos por BERRY en la región boliviana adyacente, al Este del lago Titicaca, porque el, *Ananchytes Poznanskii* (¿ quizá acarreado ?) ha sido traído por indios, siendo de procedencia incierta; y el, *Hippurites boliviensis*, no es un resto de animal, sino solamente una forma secrecionaria (Nagelkalk = caliza de estructura cónica) del silúrico inferior de la Cordillera del Illimani.

Si bien la edad cretácica de la arenisca de Puca, en la región del lago Titicaca, no ha sido comprobada las partes calcáreas deben de corresponder seguramente a la caliza de Miraflores, cerca de Potosí, lo que también es opinión de DOUGLAS y GERTH. Pero la edad más exacta de estas calizas no consta todavía, y quizá pertenezcan a los pisos más recientes del cretácico (¿ maestrichtiano ? o daniano), que faltan en la Cordillera principal del Perú. El petróleo ha sido encontrado en cantidad explotable en esa formación en Pirín y Huancané; pero en Islaicocha, unos 60 kms al NW de Juliaca, solamente como vestigios. En los alrededores de Pusi se encuentra también yeso, de la variedad alabastro («piedra berenguëla»).

Probablemente la formación, petrolífera de Puca, tiene una distribución muy grande en la falda oriental de la Cordillera

del Perú, como continuación de los mismos yacimientos en Caupolicán (Bolivia), pues de las regiones inferiores de los ríos Ucayali y Huayaga, apenas exploradas, se menciona no solamente numerosas manifestaciones de petróleo, sino también mayores yacimientos de sal que más convenientemente pueden referirse a la formación de Puca. En Yuracmarca, 40 km al NE de Chachapoyas, existe también petróleo junto con sal gema.

Estas suposiciones han sido verificadas por las exploraciones más recientes de SINGEWALD (1927). Este autor siguió la formación de Puca («red beds») en las montañas orientales de la Cordillera, pasando el curso inferior del río Huayaga (aguas abajo hasta Juanjui) hasta la encañada del Marañón en el Pongo de Manseriche (F. 3) y hasta el río Napo en el Noroeste del Ecuador. Ella alcanza en el Pongo de Manseriche hasta 2500 m de espesor y contiene muchas veces yeso y también potentes mantos de sal gema en el río Huayaga. También se han encontrado fósiles. En el Pongo de Manseriche, SINGEWALD pudo distinguir tres pisos (desde arriba hacia abajo):

a) arcillas pizarrosas rojas con capas y manchas verdes pálidas.
b) arcillas pizarrosas grises. En la parte superior, areniscas blandas de grano grueso con rodados y en la inferior, capas delgadas de caliza, arenisca y también capas de concreciones calcáreas.
c) areniscas preferentemente rojas, pero también grises y de estructura entrecruzada, con numerosas intercalaciones de arcillas pizarrosas y con conglomerados de caliza en diferentes horizontes.

Toda esta formación se hálla aquí en concordancia (?) sobre el cretácico superior marino (Coniaciano).

El mismo autor (1928) siguió la formación de Puca en las quebrada del rio Pachitea (G. 8), donde está cortada por largos trechos. Predominan aquí arcillas pizarrosas blandas y coloradas y además areniscas de estructura cruzada, arcillas margosas y calizas pardo claras o blanquizcas. De vez en cuando se encuentran también gastrópodos adornados, lamellibranquios y hasta aseguran que la mandíbula de un animal terciario, *Griphodon peruvianus*

(véase p. 224). Por esto se atribuye una edad terciaria por lo menos a una parte de esa formación.

Por lo que sabemos, la formación de Puca está ceñida solamente a la zona oriental de la Cordillera en el Perú y también en el Ecuador, en Bolivia y en la Argentina. Cubre rocas de muy diferente edad, silúrica, devónica o carbónica, y parece continuar también a la región baja del naciente de la Cordillera. En Lagunillas, al oeste de Puno (M. 14), se halla según DOUGLAS (1920) en discordancia sobre estratos jurásicos fuertemente inclinados, y en los conglomerados encuéntranse no solo cuarcitas, etc., sino rodados de rocas cristalinas (diorita, porfirita) de tipo moderno (?). Todo esto indica con seguridad un plegamiento y una denudación considerable antes de su deposición. Si la formación es efectivamente cretácica superior (maestrichtiana o daniana) como lo suponemos aquí, el primer gran plegamiento debió haber tenido lugar en el período situado entre el coniaciano y el fin del cretácico, y en el mismo período debieron denudarse los pliegues que formaban la Cordillera hasta el punto que las rocas plutónicas inyectadas junto o después del plegamiento quedaran expuestas al aire. Entonces el primer gran plegamiento de la falda oriental y quizás también la primera inyección de las granodioritas andinas y una peneplanización bastante avanzada, tuvo lugar durante el senónico medio o superior.

Apéndice de la formación cretácica: Formación del Rimac.

Literatura: MC LAUGHLIN 1924. BUXTORF (in litt.) DUEÑAS 1919.

Bajo esta denominación se comprende una potente serie de rocas compuesta de sedimentos y rocas eruptivas, cuya edad incierta, por falta de fósiles característicos no puede pertenecer sino al cretácico más moderno o al terciario inferior. Hasta hoy solo ha sido investigada principalmente en la región del valle superior del río Rímac y de sus afluentes al Norte y al Sud donde desempeña un papel importante por su gran espesor y su composición sorprendente; pero parece que tiene una gran propagación en la falda occidental de la Cordillera Occidental. Ella tiene una importancia especial para la historia de la Cordillera, porque pasa sobre un subsuelo fuertemente plegado y hondamente

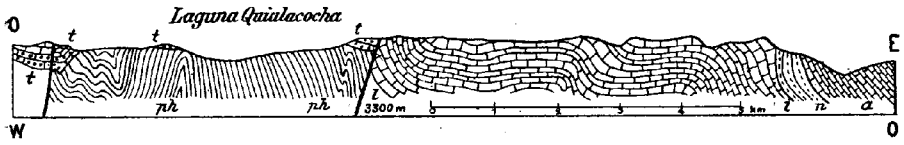


Fig. 226.
Perfil esquemático a 1 km al sur del Cerro de Pasco, según Mc Laughlin, 1925.

ph filita prepaleozoica, *l* caliza liásica, *n* arenisca y arcilla pizarrosa neocómicas, *a* caliza aptiana, *t* conglomerado medio del piso del Rimac inferior (conglomerado de Shuco), cubriendo en discordancia la filita plegada y denudada.

denudado de rocas mesozoicas y hasta precámbricas. Muy probablemente no es de origen marino, sino puramente continental.

Subdivision. McLaughlin ha distinguido en ella dos pisos en el valle superior del Rímac (Matucana) y en la región del Cerro de Pasco:

a) uno superior compuesto esencialmente de rocas volcánicas abigarradas y
b) uno inferior, integrado por conglomerados, arcillas pizarrosas y areniscas rojas hasta grises sin material volcánico.

b) **El piso inferior** alcanza en la región del Cerro de Pasco y en la de Gollarisquisga, situada más al NO, un espesor de 750 m aproximadamente, transgrediendo en discordancia sobre las más variadas formaciones (filitas, triásico, neocómico, aptiano): McLaughlin lo denomina «capas de Pocobamba».

La serie de capas es así (desde arriba hacia abajo):

1. conglomerado de caliza superior (no ha sido estudiado exactamente).
2. manto delgado de caliza superior («caliza de La Calera»).
3. conglomerado medio («conglomerado de Shuco», cerca del Cerro de Pasco, transgrediendo sobre capas más antiguas) con bloques hasta de 4 m de diámetro (fig. 226 *t*).
4. arcillas pizarrosas y areniscas medias.
5. arcillas pizarrosas y areniscas rojas inferiores con 2 o más capas de conglomerados («Trazas Rojas») de rodados bien redondeados, preferentemente silíceos de 2—4 cm de diámetro.

6. conglomerado de caliza inferior (Fig. 229, t), poco potente.

Infrayacentes en discordancia, se encuentran varias rocas preterciarias.

La capa superior de caliza (2) yace entre Smelter, y Cerro de Pasco, sobre 50—100 m de conglomerados calcáreos, y tiene los caracteres bien definidos de una caliza de agua dulce, siendo unas veces bien estratificada y otras más compacta y brechosa. Allí también se encuentra vestigios de fósiles: moldes cilíndricos de ¿ tallos de plantas ? de diferentes diámetros, cubiertos de una costra de algas con estructura radiada pero no bien reconocible (fig. 227).

En los alrededores del ferrocarril Central entre Chicla y Yauli y más al SE hasta la región de Huancavelica, se hallan depósitos parecidos, pero alcanzan allí un espesor mucho mayor hasta de 2000 m aproximadamente «capas de Casapalca» (McLaughlin). Se distingue allí:

3/2

Fig. 227.
Caliza de agua dulce del piso inferior de la Formación del Rimac («Caliza de la Calera») en Smelter, cerca del Cerro de Pasco. Muestra moldes cilíndricos de tallos de plantas con incrustaciones de algas (?) de estructura radial (a la izquierda abajo).

Superyacentes: tobas volcánicas etc.

1. conglomerados y calizas superiores («capas de Carmen»), espesor hasta 500 m.
2. arcillas, pizarrosas superiores de color rojo luciente.
3. conglomerados y calizas inferiores,
4. arcillas pizarrosas inferiores, rojo-pálidas.

Infrayacentes: calizas cretácicas de varios centenares de metros de espesor.

Mientras que, en la región del Cerro de Pasco, las rocas están sólo débilmente dislocadas por fallas o pliegues (fig. 226, 229), aquí muestran un plegamiento intenso y están también cruzadas muchas veces por filones y macizos de andesitas y traquitas (véase fig. 228).

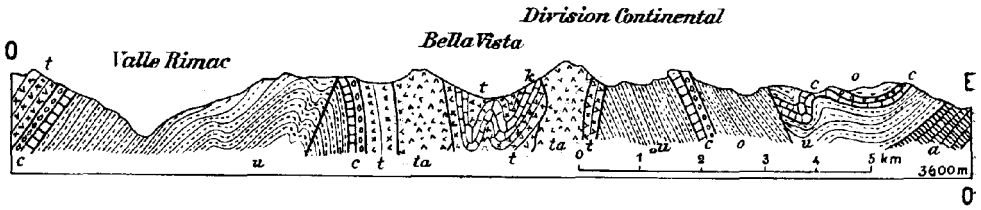


Fig. 228.

Perfil de la formación del Rímac en el valle superior del río Rimac y en el divortium aquarum continental, según Mc LAUGHLIN (1925).

a aptiano, *u* arcillas pizarrosas inferiores, *c* grupo del Carmen, *o* arcillas pizarrosas del piso inferior del Rimac, *t* brechas y conglomerados volcánicos, *k* calizas silíceas (caliza de Bellavista) del piso superior, *ta* traquitas en forma de macizos.

La formación de estos potentes depósitos, areno-arcilloso-conglomerádicos, debemos imaginárnosla más o menos, de la manera siguiente: Después de que, en su totalidad, la serie de capas preterciarias, hasta el coniaciano, había sido sometida a un plegamiento general y transformada en continente, empezó un período más largo de muy fuerte descomposición y después una denudación, que en algunas partes barrió todos los sedimentos de las épocas mesozoica y paleozoica, de modo que en varios sitios la formación filítica del precámbrico llegaba a la superficie. Entonces fueron acarreados por ríos y crecientes, en los valles y cuencas existentes, los productos de la descomposición como ripios, arenas y arcillas; pero, debido a las condiciones variables de una superficie accidentada, en un espesor y una calidad muy desigual. El color preferentemente rojo, resulta con probabilidad de tierra roja (laterita) acarreada por el agua. Tal vez el conglomerado de Shuco significa una nueva transgresion, o sea un renacimiento de estos procesos después de una interrupción temporal. En tiempos de acumulación escasa, se formaron lagunas temporales de agua dulce, en las que se depositó la caliza; pero la poca duración de estos depósitos lacustres, o bien condiciones desfavorables, impidieron la existencia de una fauna de moluscos digna de mencionarse, pues las calizas han suministrado hasta ahora solamente restos inseguros de algas.

b) **Piso superior.** En la zona del Ferrocarril Central, siguen las rocas del piso superior, en concordancia aparente sobre las del inferior; y el límite entre ambos, parece a veces borrado, por el

hecho de que a los mantos de toba más profundos están entremezclados todavía con mayores cantidades de rodados de rocas no volcánicas. Por lo demás, está integrado casi exclusivamente de rocas volcánicas de diferentes clases, cuyos colores abigarrados (rojo, violáceo, pardo, gris, amarillento) son un caracter sobresaliente que permite reconocerlas desde lejos.

En el valle superior del Rimac, especialmente en la región de Casapalca, las rocas de este piso están bien expuestas, alcanzando un espesor muy considerable. Allí se observa, según McLaughlin que las ha estudiado muy bien, en un espesor total de casi 1,5 km (fig. 228):

1. Brechas volcánicas groseramente estratificadas, de fragmentos angulosos, de más de 1000 m de espesor, con vetas interestratificadas de roca compacta. Todavía no se ha investigado con exactitud.
2. Caliza silicosa finamente estratificada, sin fósiles: «Caliza de Bellavista» (fig. 228*k*).
3. Brechas grises y moradas, volcánicas, de fragmentos angulosos de traquita sodífera y andesita. Trátase tal vez de corrientes de lava despedazadas durante su movimiento.
4. 200 m de aglomerado morado de origen volcánico fácilmente reconocible desde lejos por su color.
5. Más o menos 80 m de conglomerado de rodados gruesos de carácter porfirítico, mezclado con fragmentos redondeados de caliza y otras rocas prevolcánicas, formado probablemente por corrientes de fango volcánico que en su camino englobaron rodados ya existentes de rocas extrañas.

El conjunto está penetrado por traquitas (*tr*) en forma de macizos.

Infrayacente: Calizas y margas del piso aptiano (*a*).

En la zona del río Santa Eulalia, afluente setentrional del río Rimac (F. 10), la formación de Rimac parece tener un desarrollo semejante, si bien algo diferente en varios aspectos.

Según las investigaciones de A. Buxtorf de Basilea, muy gentilmente puestas por él a mi disposición, se puede observar

también dos pisos diferentes en la potente serie de capas, penetrada como en el valle del Rimac, por los granitos de los Andes etc.:

1. un piso sedimentario que aflora en las quebradas de Puchi y Autisha en un ancho de más o menos 2,5 km, compuesto de sedimentos silíceos, parte jaspe franjeado, parte roca córnea (¿ radiolarita ?) losque están finamente franjeados en alternativas pálidas y oscuras. Las rocas están por regla general muy finamente plegadas y siguen por encima tobas silicificadas y porfiritas.

2. El piso volcánico que se encuentra separado del piso de los sedimentos silíceos por el granito de los Andes (Andengranite), de 4 km de ancho, y que comienza en la Quebrada de Pongo extendiéndose con un espesor de varios miles de metros hasta muy arriba del valle.

En este piso se intercalan, entre sedimentos verdosos silíceos de naturaleza tobácea, tobas y brechas tobáceas, además de capas de conglomerados volcánicos y mantos eruptivos, muy a menudo de colores abigarrados. Solo localmente se intercalan calizas silíceas, y cerca de Huamalíes 20 m de calizas grises de estructura brechosa que parecen originadas por fragmentos de algas (?). Igualmente faltan en apariencia calizas marinas. Las capas tienen raras veces fuertes inclinaciones y no existe plegamiento fuerte. Las rocas volcánicas, en general, son de naturaleza porfirítica, aparentemente más ácidas que las rocas de la formación más antigua de diabasas y meláfidos andinos; pero quizá más básicas que las erupciones más recientes de las granodioritas y rioandesitas.

La formación del Rimac existe también en el valle de Santa Eulalia, si bien en un desarrollo algo diferente; y parece que continua de semejante manera, mas al N., pués según Dueñas (1919), corta los ríos Chancai, Huaura y Pativilca (E./F. 9/10), bien cerca de la costa como arriba en la vecindad de la divisoria de aguas, una ancha zona de rocas parecidas, de cuya composición no sabemos todavía nada de exacto. También aquí están atravesadas por las rocas andinas.

Igualmente se hallan, según Steinmann y Stappenbeck, en el valle del río Jequetepeque, desde Yayán hacia abajo (C./D. 6), tobas y conglomerados porfiríticos muy semejantes,

en posición generalmente no muy plegada y gran propagación y espesor. Aquí también están cruzadas varias veces por granitos de los Andes y andesitas.

Para saber con seguridad si todos estos afloramientos pertenecen efectivamente a la formación de Rímac, es necesario constatar, previamente si son más recientes que las rocas mesozóicas que están en conexión con ellas, y si pertenecen por su composición a las porfiritas y no al grupo de las diabasas y meláfidos andinos. Si esto fuese exacto, sería un hecho que la facies volcánica de la formación de Rímac se extiende en la falda occidental de la Cordillera sobre grandes trechos y que tiene gran importancia en la constitución de la sierra.

Probablemente debe también colocarse aquí un conglomerado volcánico que se halla cerca del Cerro de Pasco. De color gris-blanquecino y claramente estratificado en su parte superior, contiene abundantes fragmentos redondeados de rocas no volcánicas: «Conglomerado de Rumiallana» (McLaughlin). Mientras que su parte superior ofrece las características de una masa de mayor extensión de caracter aluvial, se estrecha hacia abajo como una masa en forma de tallo de contorno circular, y al mismo tiempo desaparecen los componentes extraños entremezclados, para pasar en profundidad a una brecha de chimenea (Schlotbrekzie) de fragmentos angulosos más grandes y mezclados con toba fina de la composición de una dacita con cuarzo. En estado fresco, esa roca parece compacta, pero descompuesta revela una estructura brechosa que salta a la vista con más o menos evidencia: «Toba de Lourdes». Aquí tenemos el caso, que raras veces se puede observar, de una chimenea de erupción que ha dado salida a las tobas volcánicas.

La edad exacta de la formación del Rimac quedará indeterminada, mientras no se encuentren fósiles distintivos. Es verdad que éstos no faltan del todo, al parecer, pues se han hallado algas de procedencia dudosa, pero eso no basta. Las delgadas intercalaciones de caliza, dan por lo demás la impresión de que no fuesen de origen marino, sino límnico.

Al tratarse, solamente, de saber si la formación de Rímac pertenece a la parte más moderna de la época cretácica (maestrich-

tiano o daniano) ó al eogénico inferior hay que tener en cuenta que entre la sedimentación de las capas senónicas inferiores (coniaciano) y las capas más antiguas de la formación de Rimac, debe de haber transcurrido un tiempo más largo, en el cual ocurrió el primer plegamiento mayor de la Cordillera y su profunda denudación. De otro lado, los sedimentos marinos más antiguos, seguramente eocénicos, de la región costanera, parece que no tienen relación ninguna con las rocas continentales y volcánicas de la formación de Rimac.

Varios hechos importantes atestiguan por otra parte, que la formación de Rimac no es más que un equivalente sincrónico en cierta manera, de la formación de Puca de las Cordilleras Orientales, o por así decir, solamente una facies occidental (véase p. 179). En efecto: ambas se componen de areniscas y arcillas pizarrosas, muchas veces rojas; ambas contienen en su base, o también más arriba, capas conglomerádicas, en las que se hallan rodados de rocas mesozoicas o más antiguas; ambas transgreden sobre un subsuelo fuertemente plegado (?) formado de las rocas más antiguas y más variadas, habiendo sido precedidas por un largo período de denudación y descomposición considerables; y ambas por último, son más antiguas que las erupciones de los granitos de los Andes, andesitas etc.

El carácter marino de la formación de Puca parece encontrarse solamente en el extremo Sudeste del país, pues el resto es de origen salobre o continental. Las zonas de propagación de ambas están al parecer muy separadas, y tampoco faltan del todo hallazgos intermediarios; así se encuentran al Este del río Huayaga superior, cerca de La Quinua (F. 9) y en el techo del cretácico superior marino, areniscas rojas con capas dolomíticas cruzadas por andesitas con cuarzo aurífero (p. 156) (Steinmann 1904); y en Balsas, sobre el Marañón (D. 5), rocas cristalinas antiguas como esquistos y grauvacas paleozoicas en discordancia bajo areniscas, arcillas pizarrosas y conglomerados que se parecen en todo a las rocas de la formación de Puca y del piso inferior de la formación de Rimac a lo largo del Ferrocarril Central; pero el piso superior volcánico de la formación de Rimac, no parece tener un equivalente en el Este.

h. Formación andina de diabasas-meláfidos.

Ya durante la época triásica empezaron en las Cordilleras de la Argentina y de Chile erupciones volcánicas, sobre todo de rocas ácidas, pero también de rocas básicas, y tales acontecimientos han continuado en estas regiones durante la época jurásica y cretácica, con la sola diferencia, de que en estos períodos, las erupciones no tuvieron lugar en tierra firme sino en el mar, y que el material producido fué de naturaleza exclusivamente básica, solidificándose esencialmente bajo las formas de diabasa, diabasa porfirítica, porfirita labradorítica, porfirita augítica y meláfido. Así se formaban enormes masas de derrames, aglomerados y tobas, que en algunos sitios alcanzan un espesor de miles de metros. Muchas veces los depósitos marinos, formados al mismo tiempo, se intercalan en estas rocas volcánicas, o alternan con ellas y las tobas depositadas en el mar contienen fósiles de los períodos eruptivos correspondientes con lo que se puede determinar la edad de las diferentes erupciones. Darwin llamó a esa serie volcánica, que especialmente en Chile forma la base de la Cordillera occidental, «estratos basales» o «formación de pórfido»; pero este nombre ha sido alterado después en el de «formación de porfirita», porque las rocas no son ácidas, como son comunmente los pórfidos, sino básicas, es decir porfiritas.

Como actualmente se comprende por lo común bajo esta denominación una forma especial de las andesitas, aquel nombre causa fácilmente equivocaciones y por eso conviene reemplazarlo por la denominación de formación andina de diabasas—meláfidos. Estas son generalmente rocas de colores gris verdoso, verde negrusco o morado, con estructura pronunciadamente porfídica, más raras veces densa o casi granulosa, con casi doble cantidad de calcio y magnesia que de elementos alcalinos y contenido en sílice inferior a 50%. A causa de su naturaleza básica y hasta ultrabásica, y de su origen submarino, se hallan generalmente en un estado de descomposición muy avanzado y contienen por eso abundantes carbonatos.

En la Cordillera del Perú, las erupciones de estas rocas no parecen haber principiado antes del período cretácico, mientras que en Chile y en la Argentina empezaron en el liásico. Solamente en el Morro de Arica y regiones vecinas, prin-

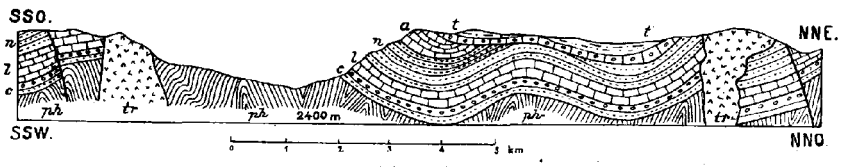


Fig. 229.

Perfil esquemático a 3 km al Sud de Gollarisquisga, población situada al NO del Cerro de Pasco, según Mc LAUGHLIN, 1925.

ph filita prepaleozoica, *c* carbónico superior, *l* caliza liásica, *n* arenisca neocómica, *a* aptiano, *t* capas basales del piso de Rimac (conglomerado inferior y arcillas pizarrosas) en discordancia sobre el neocómico y aptiano, *tr* intrusiones terciarias de traquita etc.

cipian en el jurásico medio (p. 82). Los vestigios más antiguos y seguros, fueron mencionados en los estratos superiores de la arenisca carbonífera del neocómico inferior, que quizá pertenecen al barremiano. En esta época alcanzaron también una vasta distribución en la parte occidental de la Cordillera (p. 114, 121), donde se intercalan entre los sedimentos en forma de mantos, filones-capas o tobas, pero faltan en la parte oriental.

Igualmente hay también indicios de que los pisos más altos del cretácico, p. e. del cretácico superior, están representados por la facies volcánica. Entre Acopampa y el portachuelo de Cayan, al Oeste de Huarás, existe en medio de la formación estratificada de diabasas-meláfidos, una capa de caliza tobácea, que contiene numerosos y mal conservados Actaeonellas, ¿ *Sphaerulites*? y corales de los géneros *Montlivaultia*, *Calamophyllia*, *Thamnastraea*, *Isastraea* y *Polytremacis Partschi* REUSS., que indican el cretácico superior. Además, el túnel del ferrocarril entre Yonán y Santa Clara, en la parte media del valle del Jequetepeque, ha expuesto una capa de caliza metamórfica, entre las rocas de la formación de diabasas — meláfidos, que contiene *Hemiaster*, un fósil característico del cretácico superior. Según estos hallazgos, las erupciones volcánicas pertenecen no solamente al barremiano, sino también al senónico. Pero merece señalarse, que la actividad volcánica durante la época cretácica, haya sido limitada o extensa, está aparentemente restringida en todo caso a la Cordillera occidental y no ha pasado a la oriental: allí donde hay rocas volcánicas relacionadas con sedimentos de épocas preterciarias, ellas pertenecen a la formación carbónica.

H. Formación terciaria.

Literatura: Berry 1921, 845—865.

Hacia el fin de la época cretácica, o al principio del terciario, ocurrieron profundos cambios en la Cordillera de Sudamérica. Mientras que, durante el senónico inferior, el mar cubría toda la región andina en gran extensión, se formaba, a última hora y de manera definitiva una masa continental compacta que, más tarde se hundió como faja limitada en su orilla pacífica y en la cuenca del Amazonas únicamente.

Junto con este comienzo de nuevas condiciones, cambió también el carácter de las rocas. En vez de calizas, a menudo compactas o margosas, de margas y de areniscas con amonites, nuevos organismos calcíferos que forman arrecifes y otros de carácter universal, se depositan ahora exclusivamente como sedimentos muchas veces sueltos, arenosos y arcillosos, con escaso contenido de cal, de caracteres abiertamente litorales y con una fauna arenosa costanera característica de la orilla de una masa continental de aguas poco profundas. Al mismo tiempo, en el continente recién formado acumúlanse arena, ripio y arcilla en cuencas aisladas de agua dulce ó en los bajos de los ríos, con restos exclusivos de animales y plantas terrestres.

Agréganse también potentes masas deyectivas volcánicas bajo la forma de tobas y brechas de mayor extensión o bien efusiones de lava de extensión limitada y de rocas intrusivas.

Por eso tenemos que describir separadamente:

a) los sedimentos marinos de la zona costanera,
b) el neogénico de Iquitos sobre el Marañón superior,
c) las formaciones continentales,
d) las rocas intrusivas y los filones metalíferos.

Se acostumbra subdividir la formación terciaria de la manera siguiente:

Terciario superior o Neogénico { **Pliocénico** / **Miocénico**

Terciario inferior o Eogénico { **Oligocénico** / **Eocénico (+ Paleocénico)**

a. Los sedimentos marinos de la zona costanera del Pacífico.

Literatura: Adams 1908. Berry 1919, 1921, 1926, 1927. Bosworth 1920a. Bosworth, Woods, Vaughan, Cushman, Hawkins, Withers 1922. Broggi 1913. Cockerell 1921. Deustua 1912, 1921, 1925. d'Orbigny 1842. Douvillé 1920, 1921, 1921a. 1921b, Gabb 1869, 1870 1877. Grzybowski 1899. Iddings & Olsson 1928. Lissón 1898, 1900, 1921, 1924. Marsters 1907, 1909, 1912. Nelson 1870. Spieker 1922. Stappenbeck 1925. Steinmann 1923. Thompson 1913. Tobler 1922, 1927. Werenfels 1926, 1927. Woods 1922b.

1. Terciario inferior o Eogénico.

Entre Chiclayo (B. 5) y el golfo de Guayaquil (B. 2), la linea de la costa del Perú pasa considerablemente hacia al NNO, en forma de un arco ancho que describe una especie de península, que para ser breve, llamaremos región de Amotape.

Allí se levantan sobre anchas mesetas de sedimentos sueltos, ripios y arcillas terciarias y cuaternarias, fragmentos aislados de la Cordillera en forma de macizos escarpados y cortados por ríos de muy poca agua: los Cerros de Amotape en el Norte (A./B. 3), la Sierra (de Sillas) de Paita en el centro (A./B. 4) y el Cerro Illescas en el Sud (A. 4/5). Bajo las acumulaciones de acarreo cuaternario, se extiende un sistema muy grueso de areniscas, arenas, arcillas y ripios, que en su mayoría pertenece al terciario inferior, y en el cual están encerradas las importantes riquezas de petróleo del país (fig. 255, p. 258). Por los sondajes hechos en busca de petróleo, se ha podido constatar que los sedimentos terciarios alcanzan el enorme espesor de 6000 m.

Los sedimentos se componen de conglomerados y capas de ripio, — distinguidos a menudo por su enorme riqueza en fósiles — areniscas de colores generalmente claros y arcillas o arcillas pizarrosas, a veces ferruginosas. Hay pocas calizas, pero las areniscas son, de vez en cuando, calcáreas.

Bosworth subdivide los depósitos eogénicos, desde arriba hacia abajo, de la siguiente manera:

Piso de Lobitos. Arcillas pizarrosas con areniscas calcáreas y conglomerados finos. Los rodados (de pizarra, cuarcita o granito) provienen de los vecinos cerros de Amotape. Este piso tiene la mayor extensión superficial y alcanza un espesor de 1600 m.

Piso de Negritos. Arenisca, arcilla pizarrosa y conglomerados de un espesor total de unos 2300 m. Los rodados (de andesitas pálidas, porfiritas, micacita, cuarcitas) no provienen de los cerros de Amotape, sino de lugares, desconocidos. Este piso se puede subdividir en:

a) Grupo con *Clavilithes* con espesor de más o menos 1300 m.

1. Arenisca de Pariñas. Preferentemente areniscas pardas con conglomerados y pocas capas de arcilla pizarrosa. Tiene abundantes troncos vegetales alóctonos. Espesor: 300 m.
2. Arcillas pizarrosas pálidas con capitas delgadas ferruginosas, poca arenisca y bancos de ripio. Fósiles abundantes solamente en las capas superiores. Espesor: 650 m.
3. Arcillas pizarrosas gris-azuladas con capas de arenisca y mantos frecuentes de ripio, ricos en fósiles. Potencia: 300 m.

b) Grupo con *Turritella*. Espesor: alrededor de 1000 m.

4. Arcillas pizarrosas azuladas y gris-azuladas con capas de arenisca y de ripio muy fosilífero. Potencia: 500 m.
5. Arcillas pizarrosas parecidas a 4. Potencia: 500 m.

La formación infrayacente, no ha sido encontrada por los sondajes hechos hasta hoy.

El petróleo está repartido, al parecer, irregularmente por toda la serie de capas.

Los sedimentos no estan verdaderamente plegados, sino que fueron dislocados en una serie de bloques que se inclinan entre si con ángulos hasta de 30° (véase el perfil 2 del mapa geológico).

En la región de Illescas (A. 4/5), situada más al Sud, aparece, según Werenfels (1926, 1927), el eocénico con un espesor mucho menor, de solamente 250 m en conjunto; pero se puede distinguir las mismas dos subdivisiones de la región de Amotape, es decir, desde arriba hacia abajo:

Piso de Lobitos. Que se compone de brechas de playa, sobrepuestas en discordancia inmediatamente a los esquistos antiguos

de los cerros de Illescas (estratos de Charaos) y también de areniscas feldespáticas ó arcosas grises y conglomerádicas con foraminíferos numerosos, y de calizas cristalinas, gris-blanquizcas muy fosilíferas (estratos de Montera) que, al parecer, descansan, aparentemente en concordancia sobre el eocénico inferior. El espesor es de 25 m solamente.

Piso de Negritos. Distínguese en este:

Arenisca de Amarillas. Areniscas blandas finas pardo-amarillentas con numerosos moluscos que descansan normalmente sobre los estratos de Yapate y Salinas.

Estratos de Bayovar. Margas blancas hasta pardas con capas delgadas de areniscas y calizas de más de 100 m de espesor. Considérase como equivalentes sincrónicos la arenisca de Yapate y los estratos de Salinas. La arenisca de Yapate, de 44 m de espesor, es gris, de grano medio, de constitucion arcósica y tiene también capas de brecha calcárea con moluscos. Los estratos de Salinas, en cambio, se componen en su parte baja de arcilla con diatomeas, de color chocolate, y arriba, de margas blancas, arenosas, con lentes intercaladas de arena y yeso. Faltan fósiles macroscópicos. El espesor total de ambos pisos, es de 30—45 metros.

Los estratos eocénicos se hallan en esta región en posición casi completamente horizontal, pero están cortados por fallas aisladas.

Fósiles.

El eogénico es en algunas capas, sumamente rico en fósiles, en su gran mayoría lamelibranquios y gastrópodos. Además se hallan aisladamente nautilides, corales, cangrejos y foraminíferos. Pertenecen casi enteramente a habitantes de playa arenosa y poco profunda, y por esa razón tienen generalmente caparazones gruesas. Sólo raras veces aparecen en las capas arcillosas representantes de organismos pelágicos (pterópodos o diatomeas). Considerando el enorme número de las formas existentes en el terciario, aquí solo podemos mencionar, las especialmente importantes.

Fósiles del piso de Negritos.

Pocas especies se hallan en ambas divisiones de este piso y tienen por lo tanto importancia para la determinación de la edad. Entre ellas mencionaremos, sobre todo el grupo de la

Cardita (Venericardia) planicosta Lmk. (fig. 230), de conchas grandes, gruesas, con costillas anchas radiales que desaparecen con la vejez. Sus variedades están distribuídas en los depósitos eocénicos de la región de Panamá, de California, de la costa oriental de Norte-America y de Europa central, sobre todo en el eocénico medio (luteciano), pero también en las partes superiores del eocénico inferior (ipresiano). De esto podemos sacar la conclusión de que en la época del eocénico medio, existía una conexión marina litoral con Europa por el territorio del Atlántico, entre ese continente y la costa occidental de ambas Américas. Es de mencionar, que *Cardita planicosta* llega hasta las capas más profundas del piso de Lobitos.

Fig. 230.
Cardita planicosta Lmk.
Serie con *Clavilithes*. Negritos.
Exterior de la valva izquierda.

Ostrea Inca Woods (fig. 231), que se encuentra en ambos pisos y tiene un pariente cercano en el eocénico de Alabama.

A ambas divisiones estratigráficas, es decir a las del eocénico medio e inferior, pertenecen tambien, hallándose igualmente en las partes más bajas del piso de Lobitos, las siguientes formas:

Pseudoglauconia Lissóni Douv. (fig. 232) y *Strepsidura pacifica* Woods (fig. 233), mientras que

Morgania costata Woods (fig. 234) y *Olivancillaria eocaenica* Woods (fig. 235) quedan limitadas al piso de Negritos.

En la serie con *Turritella*, son significativas las abundantes Turritellas, especialmente la muy variable

Turritella negritoensis Woods (fig. 236) y *Cerithium Chatwini* Woods (fig. 237).

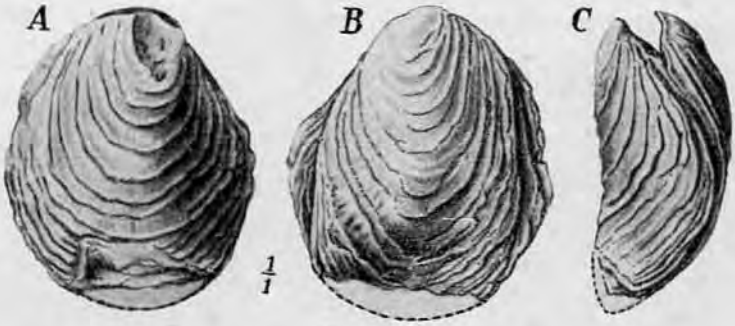


Fig. 231.
Ostrea Inca Woods. Serie con *Clavilithes*. Negritos. *A*, valva inferior; *B*, valva superior; *C*, de lado.

Fig. 232.
Pseudoglauconia Lissóni Douv.
Serie con *Turritella*.
Negritos.

Fig. 234.
Morgania costata Woods.
Serie con *Clavilithes*.
Negritos.

Fig. 235.
Olivancillaria eocaenica Woods.
Piso de Negritos: Arenisca de Pariñas.
Negritos.

Fig. 233.
Strepsidura pacifica Woods. Serie con *Clavilithes*. Negritos.

Fig. 236.
Turritella negritoensis Woods.
Serie con *Turritella*. Negritos.

Fig. 237.
Cerithium Chatwini Woods.
Serie con *Turritella*.
Negritos.

Como característicos para la serie con *Clavilithes*, pueden considerarse:

Clavilithes pacificus Woods (fig. 238), que se asemeja a especies eocénicas de California y Europa. Es muy abundante en la arenisca de Pariñas, pero pasa también al piso de Lobitos.

Fig. 238.
Clavilithes pacificus
Woods.
Piso de Negritos:
Arenisca de Pariñas.
Negritos.

Fig. 239.
Surcula occidentalis
Woods.
Serie con *Clavilithes*.
Negritos.

Fig. 240.
Melanatria acanthica
Woods.
Serie con *Clavilithes*.
Negritos.

Surcula occidentalis Woods (fig. 239), especialmente abundante en la parte inferior del piso con *Clavilithes*, más rara en la arenisca de Pariñas, y muy rara ya en el piso de Negritos.

Melanatria acanthica Woods (fig. 240), propagada por toda la serie con *Clavilithes*, pero con formas parecidas en el piso de Negritos, y

Turritella anceps Woods (fig. 241), limitada a las capas inferiores de la serie con *Clavilithes*.

Según Werenfels (1926), en las capas más profundas de la serie con *Clavilithes*, se halla una capa con diatomeas *Coscinodiscus*.

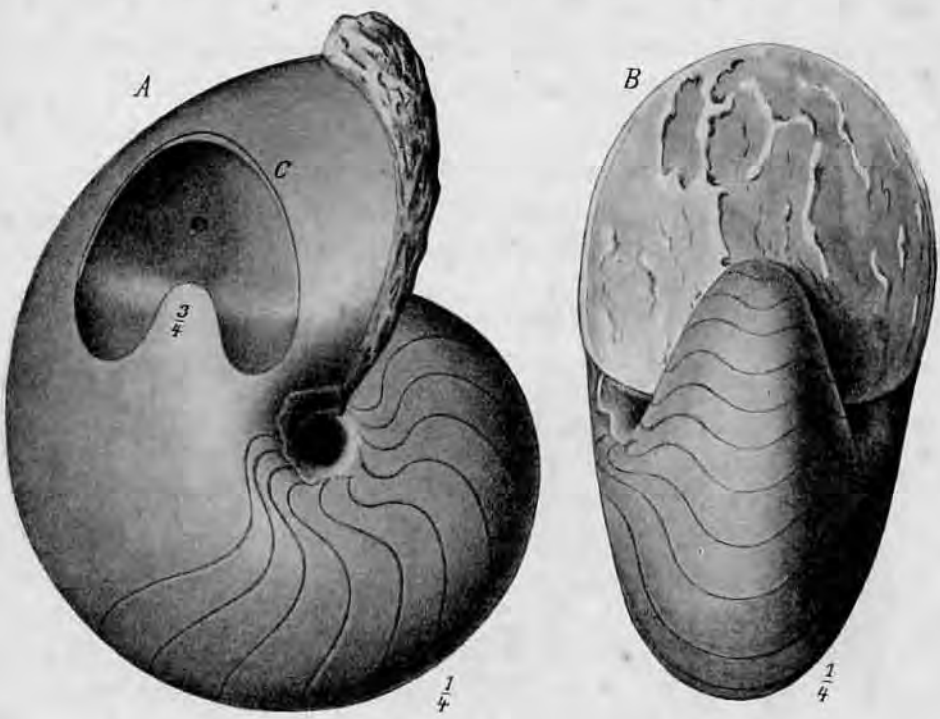


Fig. 242.
Nautilus (*Hercoglossa*) *peruviana* BERRY. Piso de Lobitos. Lobitos. *A* Molde interior con la última cámara completa, visto de lado. *B* visto por delante, *C* corte transversal mostrando el tabique de una vuelta joven con sifón.

Fósiles del piso de Lobitos.

La fauna del piso de Lobitos es, en general, mucho más pobre que la del piso inferior, pero muchas especies de este último pasan al que nos ocupa. Además hay también algunos que parecen faltar completamente en el inferior, como por ejemplo las enormes conchas de un

Nautilus (*Hercoglossa*) *peruviana* BERRY (fig.242), ejemplares conservados con la última cámara completa (A) y que alcanzan hasta más de 50 cm de diámetro. El corte transversal es ojival, en los ejemplares jovenes (C) y más tarde anchamente redondeado (B). La silla lateral se vuelve con el tiempo cada vez más alta y más estrecha (A). El sifon (C) está casi exactamente en el centro. No es rara al Norte de Lobitos.

Fig. 241.
Turritella anceps WOODS.
Serie con *Clavilithes*.
Negritos.

Foraminíferos, especialmente de los géneros *Nummulites* y *Orbitoides* se encuentran en grandes acumulaciones en las capas arenosas, pero sus caparazones, en forma de lentejas, alcanzan solamente un diámetro de 2—3 mm:

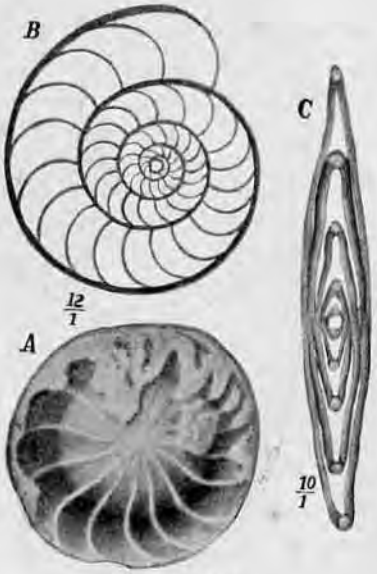


Fig. 243.
Nummulites Lissóni Douv. Piso de Lobitos. Bayovar. *A* concha medio abierta. *B* corte mediano por la concha, *C* corte transversal.

Nummulites Lissóni Douv. (fig. 243), demuestra en estado abierto, los huecos de las cámaras (A), en el corte longitudinal, el arrollamiento espiral (B) y en el corte transversal las vueltas montadas.

Orthophragmina peruviana Cushm., característica sobre todo del eocénico.

Lepidocyclina R. Douvilléi Liss. (fig. 244), gruesamente granulada (A) por fuera. En el corte transversal muestra la constitución de cámaras pequeñas (B). Esta especie y la anterior son frecuentes.

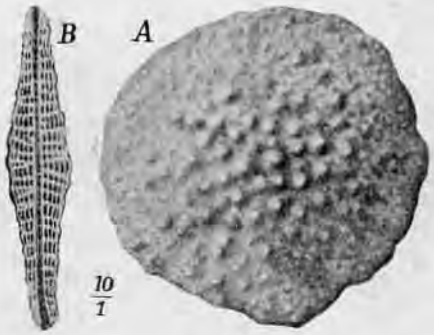


Fig. 244.
Lepidocyclina R. Douvilléi Lissón. Piso de Lobitos. Bayovar. *A* Concha vista por fuera. *B* Concha en corte transversal.

Helicolepidina spiralis Tobl., perteneciente a las formas más propagadas en la región de Illescas, es muy abundante en el eocénico superior de la parte Noroeste de Sud-América y característico de él.

Heterostegina (fig. 245), con vueltas altas espirales y cámaras estrechas altas.

La edad del piso de Lobitos debería ser eocénica superior o en parte oligocénica, en opinion del que habla, sobre todo por la existencia de *Orthophragmina* y *Lepidocyclina*.

Fuera de estos pisos del eogénico, diferenciados por Bosworth, Grzybowski ha separado varias series, a las que da una edad más moderna:

Su piso de Ovibio, pobre en fósiles, compuesto de areniscas parecidas a «flysch» con estructura de geroglíficos y de arcillas pizarrosas, de casi 100 m de espesor, pertenece, según él, al oligocénico superior.

El piso de Heath, constituido casi enteramente de pizarras pardas bituminosas y hacia arriba también de areniscas con 240 m de potencia y moluscos no muy numerosos, tiene relaciones con formas del miocénico inferior de Europa y del piso de Navidad en Chile; por eso debe tener su posición en el límite entre el oligocénico y miocénico.

Según Spieker, las capas fosilíferas del piso de Heath pertenecen al piso medio de Zorritos y las arcillas pizarrosas yesíferas, pobres en fósiles, de un espesor hasta de 1000 m se ha lan debajo del piso inferior de Zorritos. En el piso de Heath encuéntranse los principales yacimientos de petróleo de Zorritos.

Fig. 245.
Heterostegina sp.
Piso de Lobitos. Bayovar.

2. Terciario superior o Neogénico.

Está representado en la región de Amotape, entre Tumbes y Máncora, principalmente por

Piso de Zorritos.

Que, según Spieker, es un sistema de unos 250 m de espesor de areniscas, arcillas pizarrosas y conglomerados igualmente petrolíferos como en terciario inferior de la misma región, pero que contienen al mismo tiempo restos de plantas, lignito y una fauna y flora abiertamente neogénicas. Se extiende principalmente en la costa setentrional de la región de Amotape y parece hallarse (¿ débilmente ?) en discordancia sobre las capas más viejas. Según Spieker, se le subdivide del siguiente modo:

C. Piso superior de Zorritos con más ó menos 60 m de potencia y yacimientos petrolíferos secundarios.

3. Arenisca «bolas de cañón» (Cannonball-sandstone) y areniscas amarillentas concrecionadas.
2. Areniscas y conglomerados potentes, en parte calcáreos con moluscos y madera silicificada.
1. Areniscas muy blandas.

B. Piso medio de Zorritos (Variegated) con 90 m de potencia.

5. Arcillas pizarrosas abigarradas con 12 m.
4. Arcillas pizarrosas amarillento-parduzcas, carbonosas, a menudo yesíferas y a veces con ostras. Flora de Malpaso.
3. Lignito arcilloso con más o menos un metro de espesor.
2. Conglomerados potentes, arcillas abigarradas y areniscas flojas con ostras.
1. Arcillas abigarradas, preferentemente verdosas.

A. Piso inferior de Zorritos con areniscas amarillas pálidas, a menudo conglomerádicas, muchas veces rojas o de color de herrumbre, en parte calcáreas y con abundantes fósiles.

En la base: arcillas pizarro-carbonosas y restos de plantas, capas de la principal fauna.

Con el piso de Zorritos principia al parecer una nueva transgresión marina, que ocupa regiones hasta entonces no cubiertas aún por los sedimentos terciarios más viejos. Esto se puede ver en el estrecho del Tigre, al Sud de Tumbes, donde el piso de Zorritos descansa inmediatamente sobre granito, sin intercalación de otros sedimentos (Welter). Condiciones parecidas parecen existir en el Cerro Illescas (A. 4/5), donde según Welter se observa la siguiente serie de capas:

Areniscas blancas con rodados en parte angulosos.

5—100 m de arenisca «bolas de cañón», blanca, con grandes ostras en la base.

Areniscas amarillentas calcáreas con *Turritella infracarinata* y calizas arenosas con *Arca*.

La formación infrayacente inmediata, no es visible allí.

La **fauna** se compone, más o menos, de 100 especies de lamelibranquios y gastrópodos, de los que casi $^{9}/_{10}$ son características de esta región.

Además de grandes ejemplares de concha gruesa de los géneros *Arca*, *Crassatella* y numerosos Venerides, hállanse en especial abundancia especies del género *Turritella*. Las más conocidas y propagadas son:

T. altilira Conr. (fig. 246), de concha casi cónica y vueltas con dos costillas iguales fuertes, granuladas, entre las que corren algunas más finas.

T. infracarinata Grzyb. (fig. 247), alta turriculácea de vueltas en el cuarto inferior acanaladas (con quilla) y 8 costillas espirales, de las que la más fuerte coincide con la quilla.

Fig. 246. *Turritella altilira* Conr. Miocénico. Piso inferior de Zorritos. Quebrada de Charán.

Fig. 247. *Turritella infracarinata* Grzyb. Miocénico. Piso superior de Zorritos. Bayovar.

La fauna pertenece a la provincia zoogeográfica de Panamá-Antillas-Florida, que contiene en sus depósitos miocénicos inferiores algunas especies idénticas y muchas parecidas. Spieker la considera como del burdigaliano (miocénico medio), pero se cree posible una edad más moderna (helvetiano) para el piso superior de Zorritos. Es notable que se encuentran en la fauna 5 especies del miocénico chileno (piso de Navidad), hecho que indica por primera vez en el terciario, una conexión directa con las faunas meridionales de la costa occidental.

La flora de Malpaso (Quebrada Heath) (p.218), que se integra según Berry (1919) de 14 especies de plantas de terrenos trópicales bajos de carácter moderno, pertenece, según él, al burdigaliano.

Piso de Talara.

En Talara y Paita, existe otro piso más moderno del neogénico, llamado por Grzybowski «piso de Talara». Según Bos-

WORTH estos sedimentos pertenecen en Paita al piso de Lobitos, aunque no se han hallado fósiles comunes, sino solamente especies nuevas. Compónese esencialmente de sedimentos finos, arcillosos de colores amarillentos hasta pardos, con raras intercalaciones de capas arenosas y de concreciones calcáreas. Abundan venas de yeso fibroso y el piso alcanza un espesor aproximado de 50 m. Es un depósito de aguas algo más profundas tranquilas, y por ésta razón faltan en él los moluscos de concha gruesa de los pisos más viejos y hállanse en cambio animales pelágicos como son los pterópodos.

Fig. 248. *Cardium procurvatum* GRZYB. Neogeno. Piso de Talara. Paita. Arriba: valva izquierda; de bajo: valva derecha.

Fig. 249. Marga con Pterópodos del Neogénico. Piso de Talara. Paita. Conchas de *Creseis acicula* RANG y una de ellas aumentada.

La fauna que es pobre, contiene unas 16 especies de moluscos que indican una edad miocénica superior. Entre ellos abunda:

Cardium procurvatum GRZYB. (fig. 248), de concha delgada y con numerosas costillas finas radiales.

Pterópodos como *Creseis acicula* RANG (fig. 249), abundan en algunas capas, pero por ser sus caparazones tan pequeños y tiernos no es muy fácil reconocerlos. Están acompañados por pequeños foraminíferos (*Cristellaria*, *Nonionina* etc.).

Cerca de Paita estos sedimentos están todavía claramente dislocados y en discordancia bajo depósitos cuaternarios (lám. V, fig. 2).

Se hallan también por último al Sud de la región Amotape — Illescas, en la costa del Pacífico y en algunas islas del litoral, sedimentos marinos terciarios que hasta la fecha no se los conoce sino muy deficientemente.

3. Formación de Pisco. (Adams) (1906, 1908).

Literatur: Adams 1906, 1908. Stappenbeck 1925. Lissón 1898, 1924.

Se le considera generalmente como terciaria superior, especialmente como pliocénica y hasta como cuaternaria.

Desde Cañete (F. 12) en el Norte hasta más allá de Chala en el Sud (H. 14), se extienden sedimentos marinos generalmente horizontales, pero localmente también dislocados, que entran a lo menos hasta 25 km en la sierra alcanzando hasta alturas de 650 m. (En el mapa geológico han sido dibujados quizá demasiado lejos hacia naciente).

Se componen, de preferencia, de rocas blancas o amarillentas deleznables, parecidas a tiza calcárea pero de composición silícea y con intercalaciones de concreciones y capas de una piedra de fuego amarillenta, y de margas abigarradas. A veces se hallan también en ellas concreciones de fosfatos sin valor económico, y según también se dice intercalaciones de ceniza volcánica. En su desarrollo litoral, acumúlanse en ellas arena y cantos rodados, generalmente cementados por un cemento blanco calcáreo-silícico.

Como fósiles, Adams menciona esqueletos de ballenas, capas de conchas y diatomeas que no bastan para una determinación exacta de la edad.

La formación de Pisco yace en transgresión sobre rocas mesozóicas y rocas más antiguas que tuvieron, al parecer, en la época de su deposición una topografía semejante a la actual, por cuyo razón se extiende también como las actuales en surcos de valles estrechos. Como las terrazas marinas cuaternarias están cortadas en ella, debe ser precuaternaria. Se ha formado, igual que el terciario del Norte, durante un hundimiento de la zona costanera (serie ascendente), mientras que las terrazas cuaternarias («tablazos») se formaron en un período de levantamiento (serie descendente). Falta por último en ellas la dislocación local.

Pero indudablemente que en la formación de Pisco se encuentran también pisos del terciario más viejo, que tal vez no forman sino la continuación de los depósitos eogénicos y neogénios inferiores del Norte, pues cerca de Caravelí (I. 15), halló Alcedan

(Lissón 1924, 112) dos Turritellas muy parecidas a las del terciario inferior del Norte (Lissón 1925) junto que *Oliva parinasensis* Woods, característica eocénico. El mismo caracol fué encontrado por Welter en el Cerro Candela en el valle de Cañete (F. 12) junto con *Ampullina Gabbi* Woods, igualmente eocénico. Una gran ostra encontré yo muy cerca de Chala (H. 14) y Cockerell (1921) describió de Huacho (E. 10) escamas de peces del género *Characilepis*, diferente de los actuales, que se hallan allí en un depósito de agua dulce (?) probablemente miocénico.

Varios hechos indican pues con seguridad que el eocénico y probablemente también el miocénico, se encuentran en la «formación de Pisco»; por eso su edad pliocénica resulta muy poco probable.

Al Sud de Caravelí (I. 15) no se conoce hasta la fecha ningún indicio seguro de la existencia del terciario marino en la costa del Perú, pues la llamada formación de Moquegua, que cubre grandes extensiones en la falda occidental de la sierra del Perú meridional (I. 14—M. 16), parece ser enteramente de origen terrestre. Hasta qué grado estos depósitos pertenecen aún al terciario o cuaternario, queda incierto todavía.

Apendice.

En los últimos años, los sedimentos terciarios de la región de Amotape han sido detenidamente examinados por varios geólogos norteamericanos, especialistas en petróleo, y descritos por Iddings y Olsson (1928). Según éstos, en muchos puntos principales hay que corregir los antiguos datos. Han podido reconocer así las siguientes formaciones:

Pliocénico.

Formación de Sechura: este piso hasta ahora completamente desconocido como depósito marino, se limita a la región del desierto de Sechura (B. 4), donde se le ve en cortes profundos debajo de los tablazos cuaternarios o debajo de las formaciones aún más recientes y también en el cerro del Ahorcado, al E. de la Sierra de Paita.

En los sedimentos formados cerca de las costas, se compone de conglomerados y calizas impuras, que por su semejanza con las rocas de los depósitos cuaternarios superyacentes y por su misma estratificación horizontal no siempre se dejan identificar fácilmente. En la falda E. de la Sierra Illescas, tales calizas reposan en discordancia sobre el miocénico y contienen numerosos fósiles, como especies de *Turritella* y *Dosinia grandis* Nels. Más al E. se presentan en lugar de los sedimentos costaneros, aquellos formados en aguas más tranquilas o sean arcillas claras, arenas y margas, con trípoli compuesto de diatomeas y arcillas oscuras con restos de peces También comprende esqueletos de ballena, que a menudo están sustituídos por yeso, asi como grandes dientes de *Carcharodon.* Se explota el yeso que aquí se presenta. Su espesor alcanza unos 240 m.

Miocénico.

Miocénico superior (Formación de Tumbes). En la región del río Tumbes y al SO. de ella, (B. 2) yacen sobre el miocénico medio, areniscas gruesas y conglomerados, de un espesor de 500 m., que contienen intercalaciones de cenizas volcánicas. En su mayoría las rocas están sin fósiles, y solamente de vez en cuando llevan ostras y una gran *Arca* (parecida a la *A. grandis* fig. 258 p. 263).

Miocénico medio (Formacion de Cardalitos). Comprende arcillas pizarrosas negras y bituminosas, muy parecidas a la «formación de Heath» del oligocénico superior, y con cerca de 500 m. de espesor. En las capas superiores se encuentran riñones de cal amarilla y mucho yeso. En cuanto a los fósiles, solamente se han encontrado pequeños foraminíferos. Constituye la parte más reciente del piso de Talara de Grzybowski (= piso de Talara de Spieker), pero no se sabe con seguridad si el «piso de Talara» cerca de Paita, descrito en p. 203, y sus fósiles, pertenecen al miocénico medio o al piso Heath del oligocénico superior.

Miocénico inferior (Formación de Zorritos). Fué descrito en las páginas 201—203 y descansa sobre el piso de Heath, viéndosele superpuesto en transgresión a terrenos más antiguos

del terciario. Aquí, es decir en Zorritos, se pasa paulatinamente del oligocénico superior, a cuya edad pertenece el piso de Heath, mientras que en otros lugares se halla en discordancia sobre este último.

Oligocénico.

Oligocénico superior (Formación de Heath). Comprende pizarras negras bituminosas, pardas cuando descompuestas, ricas en yeso, en espesores hasta de cerca 1000 m, formando riñones o bancos de cal con *Phacoides*. Arriba y abajo se presentan areniscas y conglomerados. Hacia abajo pasa sin límites bien precisos al

Oligocénico medio (Formación de Máncora), compuesto de areniscas abigarradas y ricas en mica, que de vez en cuando llevan también lignito y en algunos lugares conglomerados con un espesor de 300—450 m. En algunos sitios, también se encuentran arcillas pizarrosas con yeso. Constituye en su mayoría un depósito salobre con *Pleurocera* y *Ampullinopsis*. Las capas basales llevan cascajos de pisos neozoicos más antiguos y se encuentran en discordancia sobre el oligocénico inferior o sobre pisos terciarios más antiguos.

Oligocénico inferior. Este se ofrece como un complejo de estratos de más de 1000 m. de espesor, que puede dividirse en dos tramos:

a) Formación de Chira, consistente en la parte superior, en arcillas pizarrosas negras y bituminosas, de color pardo cuando descompuestas, con algunas capas de arenisca y ceniza volcánica. Las areniscas y las calizas que ocasionalmente se presentan, contienen grandes cantidades de pequeños Nummulites (*Nummulites Lissóni*. Douv., fig. 243, p. 200) y la

b) Formación de Verdun, de areniscas y arcillas pizarrosas yesíferas, de 600 m de espesor. En su base hay rodados de granito, esquistos y cuarcitas así como también de fósiles del eocénico medio. Las areniscas están fuertemente cimentadas y son muy resistentes. Los fósiles son raros, con excepción de *Ostrea* y numerosos *Lepidocyclinae* (*L. R. Douvilléi* Liss., fig. 244, p. 200). Corresponden a la parte superior de la formación de Lobitos de Bosworth.

Eocénico.

Eocénico superior (Formación de Samán) Es un sistema de unos 850 m. de espesor, compuesto de arcillas pizarrosas y areniscas junto con conglomerados ricos en petróleo. Las rocas, en general, son muy ricas en fósiles y contienen en sus partes inferiores fósiles característicos del eocénico, como *Cardita planicosta* (fig. 230, p. 196), *Orthophragmina peruana* CUSHM., *Telescopium peruvianum* WOODS, *Liothyrina* el único braquiópodo que se presenta en el terciario, y, en algunos lugares, arrecifes de *Lithothamnium.* Transgresión discordante, posterior dislocación, solevamiento, erosión y denudación.

Eocénico medio Tiene un espesor de unos 1500 m. y se divide en cuatro pisos:

d) Formación de Restín. Correspondiente a la parte inferior del piso de Lobitos de BOSWORTH, se compone de areniscas y pizarras muy ricas en fósiles con un espesor variable entre 120 y 320 m. Es uno de los más importantes horizontes petrolíferos primarios. Hay depósitos de «Nagelkalk» (caliza de estructura de conos). Las capas basales contienen madera y nueces de palma, silificadas. Están muy extendidos los pequeños foraminíferos, y se destacan entre los moluscos el imponente *Nautilus (Hercoglossa) peruviana* BERRY, (fig. 242, p. 199).

c) Formación de Pariñas Tiene un espesor de 270—300 m y se compone casi toda de areniscas y conglomerados fuertemente cimentados y muy resistentes, los cuales contienen en tres horizontes grandes cantidades de petróleo. En sus partes inferiores son muy ricos en fósiles y especialmente en los del piso con *Clavilithes* de BOSWORTH. Se encuentra muy a menudo troncos silicificados de varios metros de largo (Areniscas de Árboles), y además *Turritella annectans* WOODS, *Morgania magna* WOODS, etc. etc.

b) Formación de Greda Palida. Comprende arcillas pizarrosas de color gris claro y amarillentas cuando descompuestas, con 600—800 m. de espesor y débiles intercalaciones de areniscas y conglomerados. En las capas profundas, se presenta bancos

de «Nagelkalk» y además concreciones huecas de yeso. Las capas conglomerádicas son generalmente ricas en fósiles.

a) Formación de Salina. Compuesta de areniscas. rodados y arcillas pizarrosas, tiene un espesor de 240 m. Su fauna es muy rica, y aparecen por primera vez (pero la mayoría en pisos superiores) *Turritella anceps* Woods (fig. 241, p. 199), y diversas especies de *Clavilithes* (fig. 238, p. 198) *Volutospina peruana* Woods etc.

Eocénico inferior Formación de Negritos. Esta división corresponde al piso de Negritos de Bosworth y las partes infrayacentes que fueron encontradas por otras perforaciones. Su espesor total es por lo menos de 1600 m. Se compone de capas delgadas de areniscas, rodados y arcillas pizarrosas duras de color gris oscuro o azul, con diversos horizontes petrolíferos. Los fósiles son numerosos, especialmente *Turritella*, como el *T. negritoensis* Woods (fig. 236, p 197), *Venericardia planicosta* (fig. 230, p. 196) y el caracol muy curioso por su forma chata *Aulacodiscus Lissóni* Douv. Las perforaciones no han llegado aún hasta la roca infrayacente de esta formación.

De estas observaciones globales del terciario, resulta el siguiente

Cuadro de los subdivisiones del terciario en la region de Amotape:

	Iddings & Olsson		Bosworth	Spieker	Grzybowski
Pliocénico		Sechura			
Miocénico	superior	Tumbes			
	medio	Cardalitos		Talara	Talara
	inferior	Zorritos	Zorritos	Zorritos	Zorritos
Oligocénico	superior	Heath		Heath	Heath
	medio	Máncora			
	inferior	Chira, Verdun			
Eocénico	superior	Saman	Lobitos		Talara
	medio	Restín, Pariñas } Grupo de Pariñas; Greda Palida, Salina } Grupo de Salina			
	inferior	Negritos	Negritos		

Resumen.

En su totalidad, los depósitos marinos de la costa del Pacífico forman un sistema de sedimentos preferentemente litorales de aguas poco profundas, cuya edad oscila más ó menos del eocénico medio (o infraeocénico superior) al pliocénico.

La deposición de una serie de capas de 6000 m de espesor, formadas cerca de la costa, presupone un hundimiento de la zona costanera, en la que fueron depositadas con su aporte de fauna y flora correspondiente. La naturaleza de los sedimentos, preferentemente areno-arcillosos, muchas veces conglomerádicos, requiere la inmediata cercanía a un continente de donde provenía este material. Coincide con eso la extensión limitada del terciario que se distribuye sobre una estrecha faja de costa y penetra solamente poco en la Cordillera. Resulta esto también confirmado por las formas del fondo de mar que existe delante de la costa actual (véase el mapa geológico); pues desde la costa actual, el fondo de mar desciende suavemente hasta la profundidad de 1000 m, en forma de un zócalo, que en el Sud, quiere decir, casi hasta la latitud de Lima, en termino medio alcanza un ancho de 50 kms, pero que al Norte de Lima, hasta el Cerro Illescas (A. 4/5), se ensancha hasta 100—150 kms. La inclinación de este zócalo, es aproximadamente de 1 : 50 en el Sud, pero en el Norte llega de 1 : 100 hasta 1 : 150. Sucede a este zócalo un salto mucho más abrupto de 1000 m hasta 4000 m (de casi de 7000 m en la fosa de Arica), cuya inclinación varía entre 1 : 13 y 1 : 22, siendo el termino medio aproximadamente de 1 : 16. En su totalidad, las isóbatas 1000 m y 4000 m corren débilmente arqueadas y, aproximadamente, paralelas a la costa actual; pero en varios lugares se hacen sentir, en la línea de 1000 m (y en parte también en la línea de 2000 m y hasta la línea de 3000 m) curvaturas pronunciadas hacia la costa, en forma de canales. Ahora bien, sólo pueden explicarse estás inflexiones, suponiendo que corresponden a surcos de valles de ríos hoy todavía visibles, que socavaron, sus lechos en el continente, antes de que éste se hundiera a profundidades más o menos grandes. Tales surcos submarinos se puede constatar especialmente bien delante de la desembocadura del rio Vitor (K. 15); en las desembocaduras de los ríos Rimac, Chillón y

Chancai (E. 10), donde la inflexion continúa entre San Lorenzo y Hormigas de Afuera hasta más allá de 3000 m de profundidad; delante de las desembocaduras de los ríos Eten, Lambayeque y de la Leche (B. 5), donde alcanza hasta más de 1000 m; entre Lobos de Tierra y Lobos de Afuera; y también delante de la región de Amotape, en donde se puede seguir un cauce antiguo del rio Pariñas hasta más allá de 1000 m de profundidad (fig. 255 p. 258). Estos surcos de valles, algunos de los cuales se pueden seguir hasta 3000 m de profundidad, confirman pues el proceso de considerable hundimiento, que debemos aceptar a causa del gran espesor de los sedimentos terciarios depositados.

Pero este proceso, que se puede comprobar desde el infraeocénico superior hasta el miocénico, no ha progresado de ningún modo en forma continua, pues en la región de Amotape se puede constatar, durante toda aquella época, por lo menos tres grandes transgresiones: la primera, al fin del eocénico inferior, cuando el mar ocupó por primera vez esta región; la segunda, que coincide como lo han mostrado Iddings & Olsson (1928), con el principio del eocénico superior, y fué precedida por un período de elevación, dislocación y denudación de la faja costanera; y la tercera que empezó con la transgresión del piso inferior conglomerádico de Zorritos sobre los sedimentos de arcilla fina (piso de Heath) que también fueron dislocados. Por último el piso de Zorritos yace en parte en transgresión sobre un subsuelo granítico antiguo (p. 201—202).

Pero también dentro de los diferentes pisos, las capas conglomerádicas que descansan varias veces sobre sedimentos de grano fino, indican repetidas oscilaciones de menor alcance.

En síntesis, el fondo sobre el cual se depositó el terciario del Norte, ha carecido pues en alto grado de estabilidad, durante toda su duración.

El mar terciario de la costa peruana del Pacífico, formó aparentemente durante la época eocénica, una sola bahia el Sud de la región marina centroamericana. Eso queda comprobado indudablemente por la fauna, pero también por el hecho de que en toda la costa meridional de Sud-América, hasta el Sur de Caravelí, faltan depositos marinos eocénicos, lo que prueba que allí el con-

tinente empalmó problemente con otro continente situado muy lejos del actual océano Pacífico.

Como el piso de Zorritos es el primero que ofrece, en la región de Amotape, moluscos marinos que pertenecen a las faunas miocénicas meridionales (chilenopatagónicas y nuevozelandesas), debe haberse establecido por primera vez en esta época una conexión marina inmediata entre el Sur y el Norte de la región pacífica, si bien la costa, en la región de la Atacama, derivó considerablemente más al Oeste de la costa actual.

b) El Neogénico de Iquitos.

Literatura: Boettger 1878. Brown 1879. Conrad 1871. Dall 1871. Etheridge 1879. Gabb 1869. Gardner 1927. Hartt 1870, 1872. Maury 1925. Oliveira 1921. Orton 1870. Rozo 1924. Singewald 1927. Woodward 1871.

Entre Iquitos y Tabatinga, el Amazonas corta, sobre un trecho de unos 400 kilómetros, un depósito terciario horizontal de arcillas azuladas de un espesor visible de 10 m en las riberas del río y con enormes acumulaciones de pequeños moluscos. Se le encuentra también en los afluentes meridionales en territorio brasilero donde descansa bajo una arcilla roja y blanca, a veces arenosa, que pertenece probablemente al cuaternario, y llega a tener hasta 9 m de espesor.

Formando intercalaciones en las arcillas azuladas, se hallan mantos delgados de liñito muy impuro, que a veces llegan a tener un espesor de más de 1 m y además capas amarillentas de pequeñas conchas de moluscos, que fueron recolectadas varias veces, especialmente en la cercanía de Pebas (100 m sobre nivel del mar).

La fauna comprueba que el depósito se ha formado en aguas abiertamente salobres, en la desembocadura de un rio grande. En conjunto se hallaron los restos de 39 moluscos, cuyas especies demuestran muchas veces una variabilidad muy grande, como es el caso común entre los habitantes de agua salobre.

Neritina Ortoni Conr., *Hydrobia* (*Isaea*) *Ortoni* Gabb, *H. confusa* Boettg., *H. tricarinata* Boettg., *H. lintea* Conr., *H. gracilis* Conr., *Lacuna* (*Ebora*) *crassilabris* Conr., *L. bella* Conr., *Pseudolacuna macroptera* Boettg., *Turbonilla minuscula* Gabb., *Dreissensia fragilis* Boettg., *Anisothyris amazonensis* Gabb, *A. tenuis* Gabb, *A. cuneata* Conr., *A. erecta* Conr.,

A. carinata Conr., *A. obliqua* Gabb. Además *Serpula* sp. y restos de peces semejantes a *Myliobates*, *Perca* y *Bates*. Todas estas son especies que han vivido en aguas medio saladas y cuyos parientes actuales viven del mismo modo. Una forma pronunciadamente marina, es *Purpura Woodwardi* Rozo. Agréganse a estos moluscos, otros terrestres y de agua dulce que aparentemente han sido traidos por el río: *Heminisus sulcatus* Conr., *Bulimus linteus* Conr., *Anodonta Batesi* Woodw., *Unio* sp.; además *Hyria corrugata* y frutas de *Chara*. Entre los moluscos, se hallan dos géneros que no se conoce vivos: *Pseudolacuna* y *Anisothyris*.

Es dificil determinar con exactitud la edad de estos depósitos, porque no se conocen depósitos parecidos en ninguna parte, pero lo más probable es que sean de una edad terciaria superior y probablemente pliocénica.

Estos hallazgos exigen la concepción de la cercanía del mar en una región que actualmente dista del Caribe 1800 km, y 2500 km de la desembocadura del Amazonas; pero hasta ahora falta una indicación segura que permita averiguar de qué lado llegó el mar, siendo lo más probable que haya existido una conexión con el mar Caribe.

c) Formaciones continentales del Terciario.

Contenido:

1. Las rocas volcánicas.
2. Sedimentos.
   - Liñitos de Tumbes.
   - Neogénico de Yanacancha.
   - Neogénico petrolífero de las proximidades de Coracora.
   - Neogénico del Perú meridional.
   - Neogénico de la falda oriental de la Cordillera.
   - Formación de Moquehua.
   - Resumen.

Por razón de que el mar solamente ha bañado en la época terciaria la orilla pacífica de la Cordillera y no pudo entrar en el interior de ella, resulta que allí se hallan únicamente depósitos continentales y de dos diferentes orígenes. Una parte de ellos es de origen volcánico, estando compuesto preferentemente de masas sueltas de deyección como tobas, brechas y también de mantos

de lava con rellenos de chimeneas volcánicas; la otra parte es de origen puramente sedimentario y compuesta de rodados, arenas, arcillas acarreadas por el agua en algunas cuencas o bajos limitados o de rocas calcáreas ó silícicas de escasa importancia que se han depositado en agua estancada de manera inorgánica o por medio de organismos. A eso hay que agregar liñitos poco potentes y limitados a regiones pequeñas, que se han formado en bajos húmedos por medio de acumulaciones de plantas terrestres. No es raro tampoco que se hallen rocas de origen diferente, estrechamente asociadas, sobre todo en lagos o bajos ribereños, en donde se depositaron masas volcánicas de deyección junto con sedi-mentos normales.

Estas rocas se diferencian generalmente de las preterciarias, por su constitución suelta y su débil dislocación. Las más de las veces tienen buzamientos poco pronunciados y sólo de limitación local. Es difícil, en la mayoría de los casos, determinar la edad de estos depósitos continentales, porque escasean los fósiles, exceptuando restos de plantas, que indican en general una edad neogénica, pero que no bastan para una determinación más exacta. Así queda pues incierto, si hay depósitos miocénicos ó pliocénicos.

1. Rocas volcánicas.

En la Cordillera Occidental y durante el neogénico, ocurrieron extensas erupciones volcánicas que se verificaron esencialmente por procesos explosivos, mientras que sólo de una manera muy subordinada se formaban aparentemente compactas corrientes de lava. Las chimeneas fueron rellenadas con masas compactas de lava o con brechas explosivas. Las primeras sobresalen a menudo de la superficie bajo forma de conos aislados y de contornos circulares que contienen mayormente:

Tobas y brechas secas, compuestas de una mezcla de fragmentos más o menos grandes de material volcánico y toba fina, que contienen ocasionalmente fragmentos proyectados del subsuelo más antiguo. Cuando no fueron transportadas más tarde por el agua, falta en ellas una estratificación marcada. Los fragmentos están a menudo tan íntimamente unidos, que la masa parece una roca compacta. Esta es la especie de roca dominante;

pero es de suponer que algunas brechas se han formado en corrientes de lava que durante su enfriamiento se solidificaron en la superficie, y que la costra así formada fué despedazada por la lava aún líquida, siendo englobada por ella; y

Tobas llevadas por el agua, que se encuentran generalmente con una estratificación más o menos visible allí donde las cenizas, tobas y fragmentos estuvieron al alcance del agua corriente, bien sea que cayeran inmediatamente en los ríos o que fueran lavadas posteriormente por precipitaciones atmosféricas y conducidas a los valles y bajos. Están entremezcladas a menudo con material no volcánico.

Una vasta propagación y una potencia hasta de varios centenares de metros, alcanzan las tobas y brechas, bajo la forma de los llamados aglomerados, en las más diversas partes de la Cordillera.

En el Norte se conoce esta formación en la región entre Huambos y Yama, al Oeste de Bambamarca, donde pasan sobre ella, caminos poco traficables (SIEVERS 1914). En el valle del río Yaucán, aguas arriba de Bambamarca (D. 5), los indígenas construyeron antiguamente habitaciones de difícil acceso en los barrancos a pique sobre el río. Gran extensión tienen también los aglomerados en la altiplanicie desolada entre Yanacanchilla y Sorochuco, al NO de Celendín y entre Yanacancha y Cajamarca donde están superpuestos a los liñitos, asi como también en las cercanías de la misma ciudad de Cajamarca (D. 6).

Cerca de Yayán, en el valle superior del río Jequetepeque, se ven igualmente las tobas pálidas en las alturas, superpuestas en discordancia a las porfiríticas mesozóicas (o de la formación de Rimac).

En el valle del río Santa, aguas abajo de Carás, cubren un ensanchamiento plano del valle cortado por el río; y cerca de Huarás y sobre todo al Oeste de esta ciudad (E. 8), cubren desde el valle hasta casi la cumbre de la Cordillera Negra, constituyendo un testimonio de la gran edad del valle en este sitio.

En la parte Noroeste de la Pampa de Junín, al S del Cerro de Pasco, estas tobas cubren, inclinadas hacia el NE, lar-

gos trechos en que descansan sobre las arcillas pizarrosas rojas del piso del Rimac. Esta región es conocida bajo la denominación de «bosque de rocas» (rock forest-lam. VIII, fig. 2), por las formas fantásticas de erosión que ofrece. El manto de toba parece aquí fragmentado en grandes y numerosos bloques, columnas, torres y cuchillas, cortados en todos sentidos por profundos surcos verticales que preparan el despedazamientos ulterior, hoy incompleto. Es un paisaje de lapiaz grandioso, y se explica sólo por la fuerte erosión de las aguas del deshielo Cuaternario en superficies de material fácilmente desagregable (compárese con el capítulo sobre Cuaternario p. 267). El mismo paisaje vuelve a aparecer también, aunque no siempre en una forma tan grandiosa, allí donde las tobas se hallan situadas a alturas de 4000 y más metros, como entre Sorocucho y Cajamarquilla, al NE de Cajamarca.

En la parte meridional de la Cordillera alcanzan tales depósitos volcánicos, una extensión y propagación aún mucho mayor, pues han cubierto y escondido por completo sobre largos trechos el relieve antiguo de la sierra. La ancha altiplanicie de la Cordillera Occidental, desde el grado 15 de lat. Sud. más ó menos, hasta la frontera con Chile, sinó más allá, está preferentemente compuesta de estas rocas, salvo que se encuentre cubierta de conos volcánicos más modernos y de sus masas de deyección. Asi se ven en la Cordillera Occidental de Chile y Bolivia hasta la región salitrera de Iquique, donde Brüggen lo describió como «formación liparítica» y cerca de Calacoto, en el río Desaguadero boliviano (O. 15), en donde se halló una mandíbula de *Nesodon* (Douglas 1914), que indica en mi concepto, una edad miocénica a estos depósitos.

Las erupciones de rocas volcánicas de este período han ocurrido en una faja que coincide con la cumbre de la actual Cordillera Occidental, pero las tobas se extendieron más hacia el Oeste y el Este, pues se las encuentra todavía en la cuenca de Ayacucho (H. 11/12) como techo de depósitos sedimentarios de agua dulce (Gerth 1915). Parece también que este modo de superposicion es casi la norma, pues en otros lugares las rocas volcánicas descansan sobre sedimentos, qué están, al parecer, íntimamente relacionados con fenómenos de alternativas de superposición, como sucede en la cuenca de Ayacucho.

2. Sedimentos.

Los sedimentos de esta época se formaron en cuencas o bajos aislados, y por eso los hallazgos no armonizan en los detalles, sino que tienen en cada caso su carácter propio. Donde fueron acarreadas grandes masas de detritus de los cerros circundantes mediante los ríos, se formaron acumulaciones más o menos potentes y estratificadas de ripio, arcilla y arena mezcladas en la forma más variadada. También acarrearon restos de plantas terrestres, pero no bastan generalmente para una determinación exacta de la edad. Allí donde podían formarse lagunas, se depositaron también entre las capas detríticas, sedimentos calcáreos que contienen ocasionalmente moluscos de agua dulce pero por su rareza y formas poco características no sirven tampoco para determinar su edad exacta. Lo mismo se puede decir de las capas de diatomeas, que son más raras. Los liñitos se formaron en aquellos sitios, donde en un espacio dilatado de tiempo no fué depositado un sedimento mecánico y donde a la par una humedad suficiente hizo posible por algún tiempo la existencia de una vegetación adecuada.

Vamos a mencionar, ahora los depósitos sedimentarios más importantes y conocidos hasta hoy.

Liñitos de Tumbes.

Literatura: Berry 1919. Spieker 1922.

En los depósitos marinos del piso miocénico de Zorritos, encuéntrase en la Quebrada Heath, cerca de Tumbes, una intercalación de liñito que se ha formado probablemente en un estuario. De una lente de arcilla encima del liñito proviene una flora de pocas especies, que según Berry son:

1. *Iriartites tumbezensis* Ber., 2. *Stenospermation columbiense* Engh. (?), 3. *Bambusium Stuebeli* Engh. (?), 4. *Ficus winslowiana* Ber., 5. *Anona winslowiana* Ber., 6. *Guatteria culebrensis* Ber., 7. *Banisteria incerta* Ber., *Trigonia varians* Engh., 9. *Vochysia retusifolia* Engh. (?), 10. *Tapiria lanceolata* Engh., 11. *Mespilodaphne tumbezensis* Ber., 12. *Persea macrophylloides* Engh. (?), 13. *Styrax lanceolata* Engh., 14. *Condaminea grandifolia* Engh.

De las 8 especies bien determinables, 5 son nuevas (1, 4, 5, 6, 11) y una de ellas (11) es quizá idéntica a una especie de Chile meri-

dional, del piso de Navidad. Las otras tres (7, 10, 14), se hallan en capas miocénicas de Panamá, Colombia y Ecuador. Y de las especies no bien determinables, (2, 3, 7, 8, 12, 13), encuéntrase 5 al estado fósil en Colombia.

El liñito se formó en una región tropical cubierta de una selva tupida, donde crecieron árboles con grandes hojas llanas y palmeras.

Neogénico liñitífero de Yanacancha.

Literatura: Berry 1923, 1925/26. Lukis 1909, 23. Málaga Santolalla 1905b, 77; 1905c, 45; 1921, 222. Steinmann 1922, 3.

En el curso superior del río Yaucán y en el límite de las provincias de Hualgayoc y Celendín, a 40 km al Norte de Cajamarca, se extiende, en discordancia sobre capas cretácicas fuertemente plegadas, un depósito terciario caracterizado por un contenido relativamente rico en liñito. Afloran allí en alturas entre 3800 y 4100 m y bajo tobas volcánicas inclinadas hasta 20°, arcillas oscuras y arenas blancas o amarillentas, en partes débilmente cementadas que tienen una o varias capas de liñito que arde bien. Intercálanse entre los mantos de liñito, arenas y arcillas. En las capas superiores de este carbón, encuéntrase fragmentos y bloques de andesita y bancos de tobas andesíticas pálidas. Tales tobas forman una cubierta cuya potencia aumenta fuertemente hacia el Oeste; y que más al Sur, en Chupiranga, ha sido modelada por la erosión en formas de pintorescas columnas rocallosas. No siendo visible el substratum de la formación liñitífera en las grietas abiertas en ella no se puede determinar con exactitud el espesor del depósito, que sin las tobas andesíticas superpuestas, alcanza con certeza a 30 m. Las principales minas de liñito están ubicadas en Pampa Machay, Sinsinpampa y Pedregal.

Sólo se han encontrado hasta ahora impresiones borrosas de fósiles en las arcillas superpuestas; pero en Sinsinpampa y en Pedregal, se halló una capa de troncos de árboles no investigados aún, hasta de 1,5 m de espesor. Si bien la edad del depósito no ha sido constatada paleontológicamente, puede determinársela con seguridad como del terciario superior medio, porque yace en bastante clara discordancia sobre el cretácico, y la participación de material andesítico habla con toda evidencia en favor de una edad terciaria

superior tal vez sincrónica con las tobas fitóferas del cerro de Potosí en Bolivia.

Es probable que la extensión de estas capas no esté restringida a la vecindad immediata de Yanacancha, sino, que llegue más lejos hacia el SE, hasta Sorochuco, por debajo de la Pampa de Jadibamba, donde las tobas andesíticas forman también un extenso paisaje.

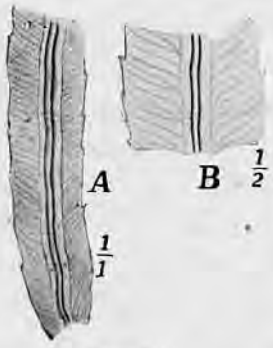


Fig. 250.
Elaphoglossum (?). Neogénico

No muy distante del yacimiento de liñito de Yanacancha y en una encañada abajo de Yanamatrai, asoma sobre el liñito una toba silícica con restos de plantas. Los restos existentes en ella son según Berry moldes exteriores de *Myrica cajamarcana* Berr., *Goniopteris Bravoi* Berr., y especialmente frecuente un helecho perteneciente con probabilidad a *Elaphoglossum* (fig. 250), que tiene una costilla media fuerte surcada, de la que nacen nervios laterales simplemente bifurcados. Estas 3 formas pertenecen a gêneros que viven actualmente en regiones de Sud-América, 1000 m más bajas o por lo menos no tan frías.

Como los liñitos se encuentran ahora en alturas de más o menos 4000 m, en la inhospitalaria Puna donde no florece una vegetación de bosques y deben de haberse formado de ellos y en ellos, como lo hacen ver los troncos de Pedregal que viven hoy dia sólamente en la zona más lluviosa de la Cordillera Oriental, en alturas no mayores de 2500 m, hay que deducir que estas regiones fueron levantadas en el curso de la época terciaria superior, por lo menos en 1500 m. Esto se halla comprobado también por las floras fósiles de Potosí y Corocoro, en Bolivia, que se hallan a alturas de 4000—4500 m.

La inclinación generalmente débil de las capas de Yanacancha, indica un movimiento inclinado o un plegamiento muy suave que han sufrido después de su deposición. En casos aislados parece que los mantos de carbón han sido replegados (por ejemplo en la mina

Purísima); pero esto debe haber sido originado por empujes glaciares, pues estos fenómenos tuvieron un gran desarrollo.

La edad más moderna de estos carbones en comparación con la de los carbones del cretácico inferior, a menudo antracíticos, puede deducirse á la ligera de su carácter liñítico. Lukis (1909), a causa de la posición de aquellos sobre calizas cretácicas fosilíferas y del hallazgo de una *Exogyra* encontrada en la superficie y probablemente trasportada, colocó los carbones en el cretácico superior; pero poco después Steinmann, Bravo y Schlagintweit (1908) constataron su edad neogénica.

Neogénico petrolífero de Coracora.

En los alrededores de la laguna de Parinacochas, entre los cursos superiores del río Chala y del río Ocoña (I. 14), existe según Stappenbeck (1925) un depósito extenso y potente de tobas rioandesíticas, cuyas capas han sido plegadas en un anticlinal de rumbo O. NO. Al Norte de Coracora, está intercalada entre las tobas liparíticas una capa de esquistos bituminosos de 10 cm de espesor con restos mal conservados de plantas, que existen también en las tobas superpuestas. Es probable que la escasa cantidad de petróleo que se halla más al Sur, cerca de Chumpi, y sobre todo al E. SE, en la Pampa de la Brea, en hendiduras de las tobas, provenga por migración de tales esquistos bituminosos.

Todo este depósito debe haberse formado en un lago de agua dulce.

Neogénico del Perú meridional.

En la parte meridional de la Cordillera se hallan depósitos terciarios continentales, sobre todo en la gran cuenca de Ayacucho que, alargada en dirección SE—NO, alcanza unos 90 km de largo y 30 km de ancho, comprendiendo todo el curso superior del río Mantaro con sus afluentes Cachis y Lircai (Gerth 1915 H. 11/12).

Mientras que la parte meridional de la cuenca está ocupada mayormente por acumulaciones cuaternarias, en la parte setentrional, donde los ríos han hecho cortes más profundos, afloran debajo rocas terciarias en discordancia y con una potencia

de más o menos 1000 m. GERTH (1915) observó allí la serie de capas siguiente:

1. Tobas de piedra pomez no estratificadas,
2. Conglomerados y margas arenosas,
3. Conglomerados, margas y tobas potentes,
4. Calizas margosas en lajas, y areniscas. En las capas calcáreas, *Hydrobia*, *Planorbis*, ¿*Limnaeus*?, y restos de plantas.

En la parte inferior las capas se muestran más plegadas que la superior donde sólo están muy poco onduladas.

En el departamento del Cusco, DUEÑAS (1907, 40) describe al tratar de Livitaca, en el curso superior del río Huancané que desemboca en el Apurímac (L. 13), y de Paruro, al S del Cusco, (K. 12) depósitos de 300 m de espesor, compuestos de arenas débilmente endurecidas, liñitos impuros, trípoli con restos de esponjas, y conglomerados. Rocas semejantes hay en también Yauri y Pichihua, al S de Sicuaní, y en Uquihuasana, al N de Sicuaní, en alturas entre 3000 y 4000 m, en donde se han observado varias veces troncos de árboles. Las capas yacen allí a menudo horizontales, pero en algunas partes están también fuertemente levantadas.

Al neogénico continental deben de pertenecer igualmente las areniscas blancas, grises o rojas pálidas, a menudo de estructura entrecruzada que según GREGORY (1916) componen la Pampa de Bambanusa al Oeste del Cusco y que son llamadas por él »formación de Bambanusa«. Son generalmente deleznables, ferruginosas o también con cemento calcáreo, y están en discordancia sobre rocas más viejas. No se conocen fósiles en ellas, pero su edad neogénica es muy probable, sobre todo, porque rocas similares — conocidas bajo el nombre de «estratos de Jujuy» — están muy propagadas y determinadas como neogénicas por sus plantas en la altiplanicie boliviana.

Los afloramientos más meridionales fueron observados por GERTH (1915) cerca de Puno, donde aparecen conglomerados con fragmentos abundantes de la caliza cretácica, que yacen en discordancia debajo, en la forma de un sinclinal estrechamente

plegado. Con esto se establece la conexión con los «estratos de Jujuy», compuestos esencialmente de arenas y conglomerados, que se pueden seguir a través de la altiplanicie de Bolivia hasta la Argentina setentrional.

Terciario continental de la falda oriental de la Cordillera.

Poco se sabe acerca de este terciario. Solamente BOWMAN (1916) describe al ocuparse del Pongo de Mainique, donde el río Urubamba corta el último contrafuerte de la Cordillera, areniscas y arenas, en parte con estratificación entrecruzada y con ripplemarks y además conglomerados que bajan al pié de la sierra con inclinaciones de 20—50° hacia afuera. Ellos están separados de la colindante caliza del carbónico superior, por una enorme falla de hundimiento. Hacia el oriente, su inclinación disminuye, y al fin desaparecen bajo los aluviones modernos. En el valle del río Urubamba, están cubiertos en discordancia por rodados cuaternarios, o bien estos yacen en surcos profundizados en los aluviones. No se han encontrado todavía fósiles, pero es muy probable que sean terciarios por la naturaleza de sus rocas y por sus relaciones de posición con los terrenos.

Terciario con plantas fósiles del rio Ahuaitía (Aguaytía). En el área de drenaje del río Ahuaitía, afluente izquierdo del río Ucayali, en el departamento de Loreto (8°35′ lat. sud, 75° 13′ long. O — G. 7), y a unos 100 km al Noreste de Tingo María, se ha encontrado en una arcilla pizarrosa gris arenosa del terciario, algunos moldes exteriores de hojas de Dicotiledoneas. Estas pertenecen todas a géneros, que actualmente viven en regiones bajas en un clima lluvioso y tropical y algunas de las especies encontradas son muy parecidas a especies recientes. BERRY (1925) describe: *Trema micranthaformis*, *Momisia iguanaeformis*, *M. asperulaformis*, *Pithecolobium presamna*, *Cassia Bassleri*, *C. aguaytiensis*, *Banisteria Bassleri*, *Vallea prepubescens*, *Gazuma tertiaria*, *Tetracera tertiaria*, *Bignonia neogenia*, *Bignonites americanus*.

Estos pobres hallazgos no permiten una determinación exacta de la edad, pero BERRY se inclina a considerar la edad de los depósitos como miocénica superior o pliocénica.

Rocas areno-arcillosas y parecidas a aquellas fueron encontradas por SINGEWALD (1927) en el Pongo de Manseriche (E. 3),

donde casi horizontales en el Este se levantan repentinamente hacia el Pongo cubiertas en sobrescurrimento por las areniscas de la formación de Puca (fig. 266, p. 317). Tales rocas continuan mucho por la falda oriental hacia el Norte, hasta el territorio de Venezuela en donde se ha encontrado recientemente una mandíbula de *Astrapotherium*, lo que prueba de que son miocénicos (véase STEHLIN, Eclogae geol. Helvetiae (1928). El mismo SINGEWALD ha encontrado mas recientemente en Paucarpata, sobre el Marañon, *Prodiplodon Singewaldi*, y *P. Paucarpatensis*, Marsh, y en Pebas *Prodiplodon Bassleri*, *Eodiplodon Gardenerae* y *Eodiplodon Pebasensis*, todos ellos neogénicos.

En la quebrada del río Pachitea (G. 8), las rocas coloradas de la formación de Puca («red beds») están, según el mismo autor, cubiertas en concordancia por areniscas y arcillas arenosas de color pardo (rocas pardas = «brown beds») con una potencia de por lo menos 1000 m. Ahora bien mientras que en esta región no se han hallado fósiles, cerca de Chiococa, una jornada río abajo de Chepesa en el Huayaga, es decir en la precordillera subandina río arriba de Yurimahuas (F. 4), ANTHONY encontró (1924) una mandíbula incompleta de un animal, en capas de yeso fuertemente plegadas, supuestas oligocénicas (?). Este fósil llamado *Griphodon peruvianus*, parece ser muy parecido al *Pyrotherium* del miocénico de la Patagonia; y en este caso se conformaría bien con los otros hallazgos de animales en el miocénico andino y subandino (*Nesodon*, *Astrapotherium*).

Formación de Moquehua.

Literatura: ADAMS 1906, 1908. BOWMAN 1916. DOUGLAS 1914, 1920. HETTNER 1888. MARSTERS 1909. STAPPENBECK 1925.

Entre Atico y la frontera con Chile, las partes bajas de la vertiente pacífica de la Cordillera Occidental están ocupadas por más de 600 m de areniscas, arenas y conglomerados que son indudablemente de edad terciaria y de origen continental, si bien hasta la fecha no han suministrado todavía ningún fósil. Yacen sobre gneises, granitos o cuarcitas y pizarras del macizo pacífico (y según se cree, también sobre lavas del terciario inferior [mesozóico] ?), y están expuestas en los cortes hechos por los ríos

que salen de la Cordillera, especialmente bien por el río Majes (K. 15). Llenan probablemente un antiguo valle longitudinal que corrió paralelamente a la costa actual, y provienen de la Cordillera Occidental, que tenía durante la era terciaria una altura menor que hoy día. Pueden distinguirse dos pisos en ellas:

a) uno más antiguo, de areniscas rojas y grises en capas uniformes con lentes de conglomerado. Estas fueron débilmente plegadas, falladas y algo erosionadas superficialmente, antes de ser cubiertas por el piso que sigue,

b) otro más reciente, compuesto en su parte inferior de conglomerados gruesos, más arriba de areniscas y en su parte más elevada, de arenas finas traídas por el viento con más o menos 150 m de espesor. También estas rocas están aún dislocadas, pero mucho menos que las del piso más antiguo.

El material volcánico desempeña en estos depósitos solamente un papel insignificante, y la edad exacta queda todavía indecisa.

Es de suponer que continúan sedimentos parecidos en la falda de la Cordillera Occidental, hasta el actual río fronterizo, el Sama; pero en este trecho se hallan cubiertos generalmente por las acumulaciones producidas por los volcanes modernos de esa región.

El clima merced al cual podían formarse acumulaciones tan potentes, debe de haber sido mucho más lluvioso en comparación con el actual; pero hacia el fin se volvió más seco, como lo comprueban las rocas eólicas de las capas superiores. Probablemente este proceso fué favorecido también por el levantamiento de la Cordillera Occidental, que se produjo durante la sedimentación.

Según Adams, en la región del río Moquehua, estos depósitos, alcanzan un espesor de 500 m.

Resumen.

Los depósitos descritos del neogénico tienen ciertos caracteres comunes que comprueban corresponder a la misma subdivisión mayor del terciario. Es patente que son de mayor edad que todos los depósitos cuaternarios, que varias veces descansan en discordancia encima de ellos y de los que difieren por la composición de las rocas, su propagación y sus posiciones más o menos dis-

locadas. De otro lado, los restos orgánicos contenidos en ellos y el plegamiento o débil levantamiento, a veces un poco más fuerte, indican claramente una edad terciaria superior.

Se ha comprobado que los liñitos de Tumbes son miocénicos, y por eso es de suponer que también los liñitos de Yanacancha y aquellos del Sud del Perú tengan la misma edad. También el hallazgo de un mamífero miocénico (*Nesodon*) en las tobas de las regiones vecinas de Bolivia y el hallazgo de *Astrapotherium* en las areniscas de Venezuela, hablan en favor de una edad miocénica de las masas de deyección volcánica.

Frente a estos hechos, el carácter moderno de los restos de plantas no puede servir bien como objeción, o quizá como prueba de una edad pliocénica como la acepta Berry para algunos hallazgos, pues ignoramos el tiempo durante el cual la vegetación del terciario se transformó en Sud-América.

Tampoco no podemos afirmar que faltan entre ellos depósitos pliocénicos.

Pero lo que los depósitos neogénicos y sus restos de plantas ponen fuera de duda, es el hecho de que, en el neogénico y sobre todo también en el miocénico, reinaban en la Cordillera peruana condiciones esencialmente diferentes de hoy. Los restos de plantas y los liñitos indican una altura de la sierra considerablemente menor y un clima correspondiente más templado y más lluvioso. Esta diferencia de altura puede ser apreciada por lo menos en 1000—1500 m; y posiblemente en 2000—2500 m según Berry.

d. Rocas eruptivas del Terciario.

Durante la era terciaria, la Cordillera ha sido teatro de la mas grande actividad volcánica en la totalidad de su extensión y en una parte considerable de su anchura. En muchas partes existen todavía volcanes activos; pero en la Cordillera del Perú, solamente se encuentran volcanes modernos en su parte meridional, pues en el resto de los Andes peruanos todos los acontecimientos pertenecen únicamente a la era terciaria.

Se pueden agrupar las rocas eruptivas según diferentes puntos de vista, es decir:

a) según su composición, es decir mineralógica y química, independientemente de su aparición geológica y su estructura; y según esto, se distinguen:

granito y riolita (liparita y traquita cuarcífera), rocas ricas en ácido silícico, caracterizadas por feldespato alcalino y cuarzo,

sienita y traquita, rocas parecidas, pero más pobres en ácido silícico y libres de cuarzo por esto,

diorita, andesita y dacita, rocas con feldespato calco — sódico predominante. Los tipos ácidos (cuarcíferos) se distinguen como diorita cuarcífera y dacita.

A estas hay que agregar todavía — aunque en menor importancia en la Cordillera — gabro y basalto, con minerales muy pobres en ácido silícico.

Todas estas rocas del terciario son relativamente pobres en elementos alcalinos y ricas en cal — rocas pacíficas —, en comparación con las rocas eruptivas más antiguas, en las que predominan los álcalis (rocas atlánticas [pag. 13]).

Podemos suponer que todas estas rocas modernas de la Cordillera provienen de un gran foco magmático común, del cual se han formado por diferenciación. Por esta razón sus límites no están a menudo bien delimitados y en diferentes partes de un macizo continuo se encuentran rocas de diferente composición. Asi se hallan sobre todo con frecuencia rocas básicas, en los bordes de las masas mayores solidificadas en profundidad, mientras que la masa principal está formada por una roca ácida.

b) según su estructura, asi donde el magma hizo intrusión en grandes masas en la corteza terrestre, se enfrió lentamente y los diferentes minerales se segregaron durante un proceso largo y homogéneo, según determinada ley de sucesión, uno tras otro, formándose cada uno en una sola generación y por lo general en cristales de tamaño regular. Tales rocas se llaman granulosas (o graníticas).

Pero si el magma se solidificó tan solo parcialmente en profundidad, con segregacion de algunos cristales de mayor tamaño, y subió luego a partes más altas de la corteza terrestre, o hasta la misma superficie, el resto del magma se solidificó relativamente

pronto y los mismos minerales se segregaron otra vez en una segunda generación, formando por regla general cristales pequeños y dejando a veces un resto vítreo. En ambos casos los fenocristales estan encerrados por una pasta de este género de cristales de la segunda segregación, originando la textura que se llama porfídica.

c) según su aparición geológica, pues las masas eruptivas, en su gran mayoría, nunca alcanzaron la superficie, sino que se solidificaron dentro de la corteza terrestre a menor o mayor profundidad. Estas rocas se llaman intrusivas o plutónicas. En cambio otra pequeña parte llegó a la superficie, saliendo bajo la forma de corrientes de lava, ó fué despedazada y proyectada por explosiones en tobas o cenizas formando las rocas efusivas (o volcánicas, en sentido más restringido).

Entre las rocas intrusivas, solamente adquirieron una estructura puramente granulosa, aquellas que en grandes masas quedaron a mayor profundidad de la corteza terrestre, enfriándose lenta y homogéneamente. Forman por esto cuerpos de dimensiones generalmente muy considerables (hasta de 100 km. de ancho y varios centenares de kilómetros de largo) y alcanzan hasta profundidades muy grandes, aumentando entonces su anchura las más de las veces. Se las llama batolitos o cuerpos profundos. Bajo esta forma aparecen el granito, la sienita, la diorita y el gabro. Nosotros las reunimos aquí bajo la denominación general de granodioritas. El mejor nombre, pero poco usado, sería granulita.

Los cuerpos intrusivos más pequeños llenan generalmente cavidades más o menos redondeadas o cilíndricas de pequeños dimensiones — lacolitos — o también grietas, que a manera de filones, cruzan los sedimentos circundantes. También se intercalan como vetas interestratificadas (filones-capas) en concordancia con las capas de sedimentos. Tienen una estructura porfídica que corresponde al enfriamiento parcial en profundidad y a la solidificación definitiva en partes más altas de la corteza terrestre. A estas pertenecen las riolitas, traquitas, dacitas y andesitas (así como los raros basaltos). Las llamaremos aquí, con una denominación general:

Rioandesitas intrusivas y tienen pasta a menudo muy fina, pero por lo común completamente cristalina, en cuyo caso se les aplica el nombre petrográfico acostumbrado de pórfidos o porfiritas (p. e. porfirita diorítica etc.); y

Rioandesitas efusivas, de textura porosa y pasta vítrea, que se solidificaron en la superficie bajo la forma de corrientes de lava, brechas y tobas, representando asi las formaciones volcánicas en el sentido más estricto de la palabra. Allí donde estas formaciones superficiales han desaparecido, quedando visible solamente el relleno de la chimenea, no se pueden distinguir muy a menudo de las rioandesitas intrusivas, porque la pasta vítrea pasa frecuentemente, en profundidad, á una pasta de grano fino.

Según su aparición geológica, distinguimos pues los tres grupos siguientes:

1. Las granodioritas, rocas generalmente de grano mediano hasta grueso, de color casi siempre claro, y de coloración oscura sólo donde empieza una facies marginal básica. Están penetradas a menudo por diques más claros y angostos de pegmatita y aplita. Donde las granodioritas están en conexión con sedimentos, generalmente mesozoicos o más raras veces paleozóicos, aparecen estos a menudo metamorfoseados sobre largos trechos, mostrándose con cristales de andalusita (quiastolita) y biotita las pizarras arcillosas, las areniscas endurecidas y las calizas alteradas en mármol con abundante granate, wollastonita y otros silicatos calcáreos.

Las granodioritas existen generalmente bajo la forma de macizos considerables, que continúan en profundidad con igual o mayor diámetro al de los llamados lacolitos; y más raras veces bajo la forma de diques.

2. Las rioandesitas intrusivas, que se distinguen generalmente por su estructura netamente porfídica, con fenocristales de feldespato, mica, horneblenda, cuarzo o augita y una pasta más fina. Sus colores varían entre el blanquecino, gris y violáceo, hasta mas oscuros. Las rocas filonianas pegmatíticas o aplíticas, faltan en ellas. Los sedimentos circundantes hacen ver un metamorfismo de contacto muy, débil mientras que ellas mismas o los sedimentos

contiguos estan penetrados a menudo por filones metalíferos que han blanqueado aquellas rocas en sus immediaciones.

Encuéntranse por lo común bajo la forma de macizos pequeños, de diamétros no mayores de algunos kilómetros y a menudo, también, bajo la forma de diques o filones-capas de menor potencia. No solamente atraviesan las rocas mesozoicas y más antiguas, sino algunas veces los sedimentos neogénicos continentales.

3. Las rioandesitas efusivas, generalmente iguales a las intrusivas, en color y estructura, pero a menudo aparentemente amigdaloides o bien llenas de pequeñas cavidades, por lo que se muestan ásperas al tacto. Los derrames y corrientes superficiales son de menor frecuencia que las masas sueltas, clásticas y proyectadas que más tarde fueron muy a menudo cementadas en rocas compactas. Entre ellas, las tobas clásticas, endurecidas o sueltas, cuyos fragmentos aislados no se dejan reconocer a veces sino solamente en estado descompuesto y por las diferencias de color, tienen una propagación muy grande. Hay toda clase de transiciones desde las propias rocas hasta tobas tan finas como polvo. Por su manera de originarse, se extienden sobre grandes territorios en forma de derrames horizontales o poco inclinados, se descomponen muy fácilmente y con sorpresa son fácilmente surcadas y cortadas por el agua (lám. VIII, fig. 2). No contienen filones metalíferos ni causan alteraciones contactometamórficas en las rocas que las rodean y se destacan por la forma cónica de los cerros volcánicos — verdaderos — que por la calidad generalmente suelta del material que los compone se destruyen con facilidad.

1. Las granodioritas.

Literatura: Boit 1926. Bowman 1916. Douglas 1914, 1920, 1921. Lissón 1907. Sievers-Bergt 1914. Steinmann 1904, 1910, 1910a. Vielmetter 1927.

Quizá no existe otra región en la tierra donde se presenten granodioritas de edad terciaria con mas frecuencia y extensión mas grande que la Cordillera de Sudamérica y sobre todo la Cordillera del Perú. Por esta razón se las llamó también «rocas de los Andes» o andinas. Una mirada sobre el mapa geológico, muestra que toda la mitad occidental de la sierra, en el Norte entre la costa y el Marañón y en el Sur desde la vecindad de

la costa hasta la línea Cerro de Pasco-Abancai-Puno, está cruzada en gran escala por penetraciones mas ó menos importantes de rocas granodioríticas. Su edad terciaria está allí fuera de duda, porque no solamente cruzan los sedimentos de la formación cretácica, sino que los han alterado también por metamorfismo de contacto, al haberse aparentemente intrusionado después del plegamiento principal eogénico. Es por eso que no muestran, fuera de algunos sitios aislados, ninguna manifestación perceptible de presión tectónica, que debería estar generalmente propagada si la roca hubiese existido antes del plegamiento.

Menos evidente es la edad de las granodioritas en la parte meridional de la Cordillera Oriental, donde aparecen igualmente numerosos macizos de granito, que por la calidad de la roca y al parecer también por la falta de fenómenos de presión, se asemejan a las masas terciarias del Oeste. En la parte boliviana de la Cordillera Real, al Oeste del lago Titicaca, contienen también filones estaníferos y están en conexión, en todas partes de la altiplanicie boliviana, con rioandesitas terciarias, pero no penetran en rocas cretácicas, sino casi siempre en paleozoicas, alteradas por ellas por metamorfismo de contacto. Rodados (?) de estos granitos se hallan según DOUGLAS (1921) en los conglomerados del cretácico de Lagunillas, cerca de Puno; y según BOWMAN (1916), al Sur de Abancai yace el cretácico sobre granito. Pero fuera de estas rocas, hay granodioritas ciertamente terciarias, como el granito de Vilcabamba, al N.O. del Cusco (K. 12), que alteró al cretácico (BOWMAN 1916). Si resultara pues evidente de un modo general, que los granitos antiguos presilúricos son por lo común rocas alcalinas (atlánticas) y los terciarios rocas calco-alcalinas (pacíficas) (DOUGLAS), entonces sería posible una clasificación sobre esta base, independientemente del orden estratigrafico.

Pero tampoco parece imposible que además de los granitos antiguos y modernos haya también otros de edad intermediaria, pertenecientes quizá al carbónico, porque esta formación contiene en algunas partes importantes cantidades de rocas volcánicas.

En el mapa se ha representado las granodioritas del Sudeste, de edad dudosa, con el color de los granitos antiguos.

Composición. Las granodioritas son preferentemente rocas de color claro, que resaltan desde lejos en sus cortes frescos o cuando están pulidas por el hielo. El color claro es causado por el predominio de feldespatos blancos y en parte de cuarzo y solo raras veces, hay ortoclasa rojiza subordinada, al lado del feldespato calco-sódico dominante. Los macizos más grandes, parecen ser siempre más o menos ricos en cuarzo. Los componentes oscuros existen en la roca normal pero solo en cantidad escasa; la biotita, raras veces verde es decir cloritizada, no falta casi nunca. Además, hay horneblenda en cantidades variables, mas abundante en las partes marginales básicas en que desaparece el cuarzo y la roca toma un tono más oscuro, negro-verdoso en casos extremos. La augita aparece en mayor cantidad en pequeños macizos, que quizá son solamente las partes más básicas de los macizos grandes. Componentes raros, son el hipersteno (en las zonas marginales básicas) y la muscovita que solamente hallé de manera ocasional en el interior de los macizos grandes.

Así pues: el carácter de las granodioritas varía entre el granito raro de dos micas por un lado, pasando por el granito, la diorita cuarcífera (rocas dominantes), y las raras sienitas o las más frecuentes aunque más limitadas adamelitas, monzonitas, y dioritas sin cuarzo, hasta rocas gabroides ocasionalmente existentes en las zonas marginales por otro.

Su estructura es principalmente granulósa de grano grueso hasta mediano y sin orientación. A veces se vuelve porfídica formándose grandes cristales de feldespato a menudo zonales. Aisladamente, y al parecer siempre en extensión limitada, resulta una colocación paralela, débilmente marcada, de las biotitas y feldespatos; pero no se forman con mayor desarrollo verdaderos gneises, como los que dominan en el basamento cristalino precámbrico (Boit 1926, Vielmetter 1927).

Una forma de solidificación notable y rara ofrece el macizo de diorita augítica próximo al Cusco, conocido bajo el nombre de «El Rodadero», en el cual los Incas han cortado grandes escalones. No solamente en su superficie, inmediatamente debajo de la caliza cretácica que la cubre, sino también en varios mantos más abajo, encuéntrase una ondulación ancha, baja y

unas canaladuras finas producidas aparentemente por procesos de presión durante la solidificación (Dueñas 1907. Gregory 1914a. Hauthal 1911, 132. Gerth 1915, 135. Middendorf 1893, **3**, 495). La actividad glaciar, que se ha hecho intervenir en este fenómeno, no tiene nada que ver en él.

Rocas filonianas granodioríticas. En las zonas marginales de los macizos granodioríticos, afloran muchas veces diques de rocas que no difieren esencialmente en su composición de la roca madre, distinguiéndose sólo por su estructura. Estas son granitos porfídicos y pórfidos cuarcíferos. Mientras que en las granodioritas mismas se observa sólo raras veces una estructura porfídica, en aquellas rocas suele ser esto habitual. La roca es generalmente de grano grueso, o más raras veces de grano fino y se dejan reconocer siempre cristales idiomorfos de feldespato y muchas veces también de cuarzo, que forman contraste con una pasta compuesta de pequeños cristales reconocibles de feldespato, cuarzo y mica (granito porfídico), o de elementos que por su tamaño no pueden ser determinados a la simple vista (pórfido cuarcífero).

Tales pórfidos cuarcíferos de color claro, de grano grueso, encuéntranse varias veces en la Cordillera Blanca como, por ejemplo, en el portachuelo de Yanganuco, entre Yunga y Tingo, y en el macizo de Vilcabamba, en el Perú meridional, donde según Bowman (1916) las vetas de pórfido cuarcífero penetran también en los sedimentos vecinos.

Como ocurrencia rara, pero notable, mencionaremos la diorita esferoidal, roca en la cual los minerales claros y oscuros estan repartidos en esferas concéntricas. Esta roca muy parecida a las bien conocidas en Europa, fué encontrada por mí, en forma de rodados, cerca de Puerto de Chala (Vielmetter 1927, 42).

Rocas filonianas. Como ocurre en todas partes del mundo, en la Cordillera peruana están también ligadas o en conexión a las apariciones de la granodiorita, sobre todo de los grandes macizos de ella, ciertas especies de rocas, cuya composición difiere de la granodiorita, pero que provienen evidentemente del mismo magma, siendo residuos solidificados en grietas, generalmente, angostas, de la misma grandiorita.

Estas rocas filonianas son de dos clases:

a) Las más oscuras y básicas que la granodiorita, — lamprófidos — son grises hasta negras, tienen grano fino, y están compuestas esencialmente de feldespato, mica y horneblenda (o también augita). Sus filones aparecen generalmente asociados en gran número y su potencia se eleva a varios metros. Por su color oscuro suelen destacarse muy visiblemente de la granodiorita de color claro, lo que se puede observar bien, por ejemplo, desde el ferrocarril central, en los flancos del valle entre Chosica y San Bartolomé (fig. 253 p, p. 239). No se han estudiado en detalle.

b) Las más claras y ácidas que la granodiorita y que afloran especialmente en las partes marginales de los macizos — aplitas y pegmatitas, tienen como componentes esenciales feldespato y cuarzo, desapareciendo casi los minerales colorados. A veces se encuentra en ellas turmalina y fluorita. Su espesor varía generalmente entre el ancho de un dedo y 0,5 m. Se descomponen más difícilmente que la roca encajonante y sobresalen por eso, a menudo, en forma de crestas, en las superficies descompuestas. Afloran no solamente en la granodiorita, sino que pasan también a la roca vecina, donde el feldespato desaparece a menudo enteramente, resultando filones de cuarzo (a veces auríferos).

Agrietamiento. La roca esta atravesada por grietas mas ó menos distanciadas, y se derrumba a menudo formando paredones altos. Faltan todavía investigaciones exactas sobre la naturaleza, dirección y distribución de las grietas; pero en los valles glaciares, profundamente surcados de la Cordillera Blanca, como en la quebrada de Quilcayhuanca (fig. 252, p. 238) y la quebrada de Yanganuco (fig. 251, p. 237), parece que el agrietamiento principal está en paralelismo con los planos que separan la granodiorita de la roca sedimentaria limítrofe y con los planos de estratificación de esta última.

Lissón observó (1907, 110) una forma rara de agrietamiento entre las rocas plutónicas, muy común en cambio entre los basaltos, en la playa de Conchán, más allá de Chorrillos, cerca de Lima. Allí la diorita muestra, cerca del contacto con las areniscas neocómicas, una segregación columnar, en que las columnas son normales al plano de contacto, y se adelgazan en su proximidades.

Metamorfismo de contacto. Si bien no se observa a veces ninguna alteración visible en las rocas sedimentarias que forman el límite con las granodioritas, podemos decir en términos generales, que los sedimentos han sido alterados no solamente en las cercanías más inmediatas del contacto, sino también a una distancia bastante grande de él. Las rocas de contacto circundan los macizos mayores en considerable extensión, sobre todo en aquellas partes donde la superficie actual se conserva más o menos paralela al plano limítrofe entre la roca eruptiva y la sedimentaria y no muy distante de él. Las areniscas y pizarras arcillosas del cretácico inferior, las calizas del superior y los sedimentos porfiríticos del piso de Rimac como también, ocasionalmente, miembros más antiguos del mesozoico, son los que encierran con más frecuencia los macizos granodioriticos. Las rocas arenosas y arcillosas se muestran entonces generalmente endurecidas y las calcáreas se tornan más o menos cristalinas. Este endurecimiento trae consigo que las rocas metamórficas se descompongan con más dificultad que las no alteradas que las delimitan por un lado, como también frecuentemente con mas dificultád que las macizas que las delimitan por el otro; por eso sobresalen a menudo en el terreno en forma de farallones.

Las pizarras muestran a veces, lejos del contacto, además de un ligero endurecimiento, manchas negruzcas sobre un fondo más claro: el principio de una recristalización por influencia de la temperatura más elevada que han alcanzado. Cuando la alteración es más fuerte, como sucede más cerca del contacto, se forman finas agujas pálidas u oscuras, de silicato de aluminio en la forma de quiastolita, orientadas en las más variadas direcciones. Más cerca del contacto, estos cristales suelen aumentar de tamaño, alcanzando a veces una longitud de 1 cm o más; entonces la cruz negra suele aparecer muy claramente en los cristales. Resultan así las pizarras quiastolíticas, que aún en estado descompuesto conservan su color negro, porque los componentes carbonosos contenidos en ellas han sido transformados en grafito. Además de la quiastolita, se forman numerosas hojitas de biotita que dan a la roca un lustre sedoso. El clivaje de la roca queda entonces, y a menudo, bien conservado. En las pizarras tan solo muy endurecidas,

pero no completamente cristalinas, se han conservado corrientemente fósiles como moldes de hojas o amonites del cretácico inferior en la Cordillera Blanca. Las areniscas, pierden su porosidad por una alteración moderada; pero, por una alteración más profunda, se transforman en una masa sumamente dura y tenaz de color gris verdoso o pardo con lustre de cera llamada roca córnea con andalusita, en la que se han formado cristales del silicato de aluminio andalusita, muy próximos entre si. También fórmase ocasionalmente roca córnea con cordierita.

La pizarra con quiastolita y roca córnea con andalusita, son las rocas de contacto más difundidas, sobre todo en la Cordillera Blanca (Bergt 1914, Vielmetter 1927) y en otros lugares, como en Piñonate cerca de Lima (Lissón 1907), porque las areniscas y arcillas pizarrosas del cretácico inferior suelen formar la cubierta de los macizos de granodiorita. Pero en casos más raros, cuando las calizas están en contacto con aquella roca, han sido recristalizadas en mármol pálido con segregación de silicatos de cal de color blanquecino, morado o verdoso. Entre estos, encuéntrase con frecuencia granate de color rojo hasta morado cerca de Molino Otero, en Lima, y en Magistral, al Oeste de Conchucos; y más raras veces wollastonita y diópsida, como en la falda meridional del Nevado de Tuco (Sievers-Bergt 1914).

Relacionados á estas rocas de contacto, están a veces ligados yacimientos metalíferos, como el de Magistral o de la Mina Yanamina en Morococha.

Inclusiones extrañas en las granodioritas. Durante la intrusión de las granodioritas en las rocas existentes, han entrado frecuentemente fragmentos de estas en el magma, sufriendo entonces una alteración, generalmente más fuerte que la que ocurre en la zona de contacto exterior. No solamente fueron recristalizados como las rocas de contacto, sino también completamente impregnados por el magma y tan fuertemente alterados, que en estado muy transformado se asemejan en su composición a la granodiorita misma y parecen representar sus componentes. Se distinguen con todo casi siempre por su color más oscuro y por los contornos bien marcados de los fragmentos generalmente angulosos.

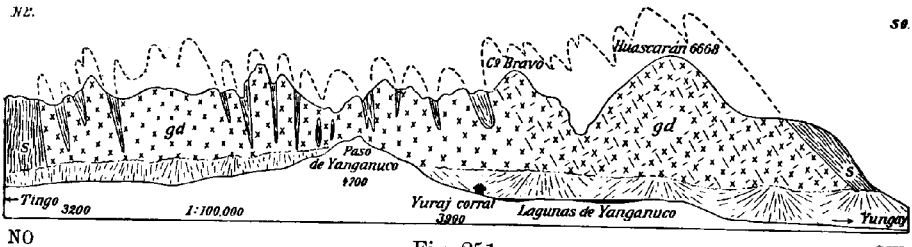


Fig. 251.

Perfil de la Cordillera Blanca a la latitud de Yungai (9º 20'), algo esquemático.

s pizarras y areniscas contactometamórficas del titoniano y neocómico. *gd* granodiorita, segregada paralelamente al plano limítrofe en el Oeste. Según STEINMANN, 1910.

Mas a menudo puede observarse claramente que no se trata de segregaciones originarias del magma granodiorítico, sino de inclusiones extrañas, (xenolitas). Así BOWMAN (1916) pudo observar en los bordes del batolito de Vilcabamba, en el Perú meridional, y cerca del contacto, fragmentos de pizarra de más de 6 m. de largo englobados en la granodiorita, constatando como fueron transformados, cada vez más en «pseudodioritas» mas hacia el interior del macizo; y en Chuquibambilla, al Sudoeste del Cusco, donde la granodiorita penetra también en la caliza, encerrando entonces fragmentos fuertemente alterados de ella. En ningún punto, en cambio, se ha podido constatar que la roca eruptiva hubiera fundido y digerido masas muygrandes de rocas extrañas.

Ocurrencia de las granodioritas. Como ya se ha dicho, las granodioritas del terciario se propagan por toda la mitad occidental de la Cordillera, encontrándose generalmente en una envoltura de rocas mesozoicas o con más precisión cretácicas. Originariamente han sido completamente cubiertas por estas, y no han sido expuestas a la vista sino por la denudación de época más reciente. En aquellos puntos donde la denudación todavía no ha cortado la sierra muy profundamente y queda visible aún la cubierta de los sedimentos, como sucede en varias partes de la Cordillera Blanca, se la ve endentada con los sedimentos fuertemente plegados que la recubren, en forma de puntas o lenguas estrechadas hacia arriba al mismo tiempo que los sedimentos se hunden en la eruptiva en sinclinales agudos (fig. 251); o entran profunda-

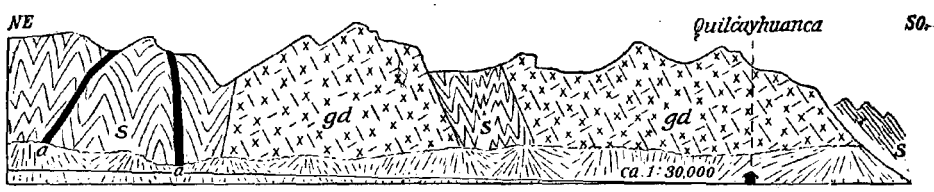


Fig. 252.
Perfil de la Cordillera Blanca, a lo largo de la Quebrada de Quilcaihuanca cerca de Huarás (altura algo exagerada).
s pizarras y areniscas contactometamórficas del titoniano y neocómico, *gd* granodiorita, *a* pórfido cuarcífero. Segregación de la granodiorita paralela al plano de contacto con la pizarra. Según STEINMANN, 1910.

mente en forma de cuña, masas considerables (fig. 252). Allí donde en las altiplanicies aparecen las partes más elevadas de los macizos debajo de la envoltura sedimentaria, han sido peneplenizados a menudo junto con los sedimentos; y si la erosión atacó la antigua penillanura común, sobresalen a menudo sus bordes como farallones a cuyo pié yacen los resistentes sedimentos contactometamórficos (lám. IV, fig. 1).

En general puede pues compararse la presentación de los macizos de granodioritas, allí donde afloran con sus partes más elevadas fuera de la cubierta sedimentaria, a guirnaldas paralelas de perlas con las puntas o partes mas elevadas en forma de perlas redondas o almendradas (D. 6; E. 7/8; F. 9; G. 11).

Pero, en cambio, allí donde la denudación ha progresado, hasta descubrir las partes más profundas de los macizos, como en la falda occidental de la Cordillera, las granodioritas ocupan más territorio en la superficie, representando complejos uniformes de 20—50 km. de ancho (C. 6/7; E. 9/10; F. 10; H. 14; J. 14). La profundidad, hasta la cual están expuestas, alcanza entonces 2—3 km., sin que a menudo sea visible en el fondo de los valles otra roca diferente.

El enorme ancho y la considerable profundidad que tienen tales macizos, justifica la denominación de batolitos, distinguiéndoseles de los lacolitos de rioandesitas, forma que siempre revisten estos masas de extensión limitada.

Pero en algunos lugares, los grandes batolitos no forman tampoco masas homogéneas; así en el batolito de casi 60 km. de ancho, cortado por el valle del río Rimac desde Lima hasta algo

mas abajo de San Bartolomé (fig. 253), se intercalan varias veces complejos más pequeños, y de un ancho hasta de 10 km., de una roca oscura, básica, de estructura porfídica, cruzada por filones pegmatíticos de la granodiorita que preexistía cuando aquella se solidificó. No se sabe aún si estas masas de rocas extrañas son o diabasas metamórficas (VIELMETTER 1927) o porfiritas del piso del Rimac, muy poco o nada metamorfoseadas, que existen marginalmente entre las granodioritas cerca de San Bartolomé. Puede ser pues que se trate de las primeras masas solidificadas básicas del magma granodiorítico, de estructura porfídica, penetradas en una segunda fase por el restante magma ácido y encerradas por él; pero en todo caso manifiestan que la granodiorita, al parecer homogénea, está superpuesta a otras rocas más antiguas, que no persisten homogéneas hasta profundidades muy grandes.

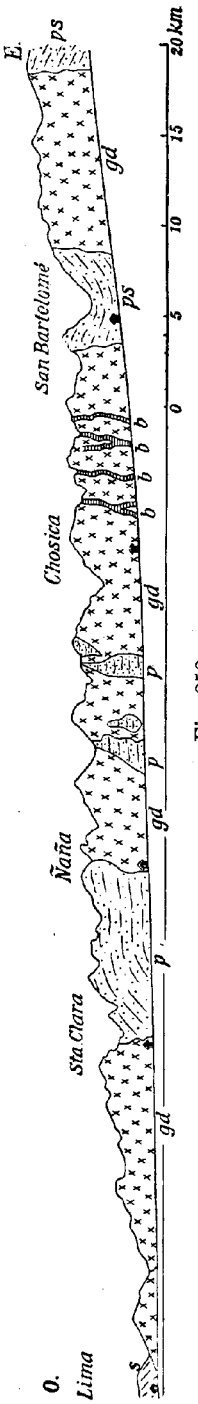


Fig. 253.
Perfil a lo largo del valle de Rímac, aguas arriba de Lima. *s* arenisca, pizarra y caliza del cretácico inferior. *ps* sedimentos porfídicos del piso del Rimac, en parte alterados por metamorfismo de contacto. *gd* granodiorita. *p* rocas básicas oscuras en la profundidad del batolito de granodiorita. *b* rocas filonianas [básicas en ella. Escala: horizontal 1: 417000; vertical: 1: 208500. Según STEINMANN 1910.

Resulta de las observaciones de DOUGLAS (1920), que la intrusión de las granodioritas no se verificó siempre en una sola vez, sinó que se compuso de varias fases separadas por intervalos de tiempo, en las que se formó material de composición diferente. Es asi como DOUGLAS pudo distinguir en los Cerros de la Caldera, al SO de Arequipa, las siguientes fases de intrusión: 1) Intrusión de la diorita de Quishuarani; 2) Impregnación de la misma por un residuo magmático ácido; 3) Formación de estructuras

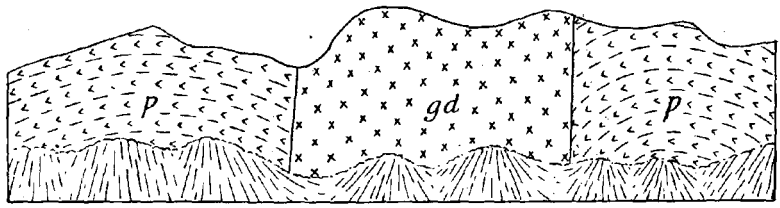


Fig. 254.
Perfil cerca de Papai, en el valle de Jequetepeque inferior. La granodiorita (*gd*) corta los sedimentos porfídicos estratificados y débilmente plegados que se inclinan contra la granodiorita. Según STEINMANN, 1910.

gnéisicas, a causa de influencias dinámicas; 4) Intrusión de la diorita augítica de Huaico; 5) Formación de numerosas vetas de cuarzo y epídoto; 6) Intrusión del granito (adamelita) de Tiabaya con alteración contactometamórfica de la diorita más antigua y 7) Intrusión de filones ácidos con turmalina. Según ese autor, es probable que todas estas rocas provengan del mismo reservorio magmático; y como se dice que ya existen rodados de la intrusión más antigua en el cretácico superior, no parece excluida una edad considerable, quizá premesozoica para las fases de 1—3.

Mientras que como hemos demostrado antes, la cubierta sedimentaria de los macizos de granodiorita, se acomoda muchas veces concordantemente a la roca eruptiva, y las capas de los sedimentos se inclinan desde la granodiorita hacia afuera; en otros casos, en profundidad la roca eruptiva suele cortar las capas de rocas adyacentes (fig. 254). Entonces se observa, a menudo, que las capas de la roca adyacente se inclinan hacia el batolito, como pasa con las del cretácico inferior cerca de Lima (fig. 253), o como las porfiritas cretácicas cerca de Papai, en el valle de Jequetepeque (fig. 254). Tales fenómenos no hablan en favor de la idea a menudo defendida de que el magma abrió su camino por las rocas preexistentes, fundiéndolas. Más bien se podría creer que el plegamiento que precedió a la intrusión hubiera levantado principalmente las capas más altas (mesozoicas) de la costra terrestre separándolas del basamento infrayacente, inclinándolas hacia arriba y creando así entre ambas cavidades anchas y profundas, en las que pudo intrusionarse el magma rompiendo mas el basamento previamente despedazado. Según este modo de ver, ha debido

existir debajo del batolito o en la profundidad de éste, el basamento premesozoico en estado fuertemente metamórfico; pero debe ser dificil comprobarlo, porque los cortes naturales más profundos no llegan más que 2—3 km. bajo la superficie del batolito.

En general, las intrusiones granodioríticas ocupan una posición más o menos axil con respecto a la constitución de la sierra, es decir, que están ubicadas en fajas dentro de las bóvedas más altas de la Cordillera. Efectivamente, se observa este fenómeno en el Perú setentrional donde las granodioritas alcanzan en la fuertemente plegada (E. 7/8) Cordillera Blanca, su elevación más grande en las cumbres cubiertas de hielos eternos de 6000 m de altura sobre el nivel del mar, donde forman una hilera en el eje de la sierra y encima de las cuales debió haber existido todavía una cubierta de 2—3 km de espesor. En el fondo del valle del río Santa, situado al Oeste de la Cordillera Blanca, y cortado hasta profundidades de 3400—2800 m, existen casi exclusivamente sedimentos mesozoicos; y luego sigue, entre el valle del Santa y la costa, la Cordillera Negra (D/E. 8) con alturas hasta de 5000 m, inyectada por una ancha faja de granodiorita, que se eleva algunas veces hasta alturas de más de 4000 m. y que se solidificó también bajo una potente cubierta sedimentaria.

En el Sur del Perú, una parte de la Cordillera Oriental, la Cordillera de Vilcabamba al NO del Cusco (K. 12), fué estudiada por Bowman (1916) quien constató que la granodiorita forma una intrusión igualmente axil dentro de los sedimentos circundantes; esta aparece tan pronto ensanchada como estrechada, mostrando igualmente ramificaciones laterales. También se levanta el granito hasta alturas de casi 6000 m.

Condiciones muy parecidas se encuentran otra vez en la continuación sudoriental de la Cordillera Oriental, donde en territorio boliviano, al Este del lago Titicaca, se levanta la rival de la Cordillera Blanca, la Cordillera Real, con sus enormes alturas entre 6000—6500 m (O. 14) eternamente cubiertas de hielos y sus cúspides como el Illimani (6410 m), Caca-Aca (6500 m) y otras más compuestas de granodiorita que sobresale en forma de crestones entre las pizarras y areniscas paleozoicas contactometamórficas. (Vielmetter 1927). Esta semejanza de aparición morfológica y

geológica en ambas regiones, habla en favor de una edad sincrónica de las intrusiones.

Hasta la fecha existen pocas investigaciones exactas sobre las granodioritas: solamente Lissón, ha estudiado el contacto con los sedimentos cretácicos cerca de Lima y las diferenciaciones marginales de la granodiorita (1907); Steinmann, exploró su posición en la Cordillera Blanca y en otras partes del Perú setentrional; Douglas, investigó detalladamente las granodioritas al Noroeste de Arica (1914), los afloramientos complicados entre Mollendo y Arequipa (1920) y los del valle del Rimac y Boit (1926) hizo algunas observaciones en la Cordillera Negra y Blanca; pero esto no es más que el principio de nuestro conocimiento, y está fuera de duda que un estudio continuado, detallado y comparativo de estas rocas en las diferentes partes de la Cordillera, daría resultados muy interesantes.

Edad de las granodioritas. Hablando en general, puede atribuirse a las granodioritas una edad postcretácica, pues varios pisos del cretácico, generalmente del inferior, aunque a veces también del superior, están en conexión con ellas al estado contactometamórfico. Igualmente debemos tomar por seguro que el plegamiento principal de la Cordillera precedió a la intrusión de las grandes masas granodioríticas, porque estas no sufrieron aparentemente la influencia del plegamiento general e intenso puesto que solamente dejan reconocer en forma ocasional débiles vestigios de una presión orogénica posterior. Hallándose también fuertemente plegados los sedimentos superiores del cretácico, y las granodioritas intrusionadas en todas partes en sedimentos ya plegados, resulta únicamente posible una edad postcretácica.

Es verdad que la primera fase del plegamiento general de la Cordillera pudo haberse verificado al fin de la época cretácica, porque parece que en la Cordillera no existen los pisos más recientes de esta formación; pero como debemos aceptar también para el plegamiento un intervalo de tiempo no muy corto, apenas si la inyección de las granodioritas pudo haber ocurrido antes de la época terciaria.

Es más dificil todavía decidir la cuestión de la época del período terciario en que hicieron intrusión. La mayor probabilidad

está del lado del terciario inferior, pués en el terciario medio, es decir antes del miocénico, parecen haber existido grandes valles longitudinales entre las cadenas principales de la sierra, valles que más tarde fueron rellenados con los productos de erosión de los cerros circundantes. Como los rodados de estos rellenos no yacen solamente sobre los sedimentos más recientes del mesozoico, sino en algunas partes también sobre sedimentos mas antiguos, resulta de que antes y en varias regiones, había sido ya denudada una gran parte de la serie de capas carbónicas y mesozoicas, que se hallaban extendidas por encima, cosa que parece posible únicamente en una sierra fuertemente acentuada. Asi pués que debemos hablar de una segunda fase de plegamiento en el terciario inferior, y quizá en los pisos mas antiguos e intrusión consecutiva de la masa principal de las granodioritas.

Es verdad que no por eso debemos excluir la posibilidad de que en el terciario más moderno y siguiendo al un tercer plegamiento, todavía se produjeron algunas pequeñas intrusiones de granodiorita, junto con inyecciones de rioandesita. Una buena prueba de esto, ofrece la región de Morococha, donde, según Douglas (1921, 251) y Mc Laughlin (1924, 93), ha sido inyectada una granodiorita granulosa en el gran lacolito de dacita o dacita porfirítica.

2. Las rioandesitas intrusivas.

Literatura: Bowman 1916. Bravo 1905. Douglas 1914, 1920, 1921. Mc Laughlin 1924. Lissón 1907. Málaga Santolalla 1905. Sievers-bergt 1914. Steinmann 1904, 1910, 1910a. Vielketter 1927.

La gran masa del magma que ascendió en el período terciario, solidificóse en forma de batolitos de estructura granulosa; y sólo una parte más pequeña, se enfrió bajo la forma de numerosos cuerpos más reducidos de contornos variados, en parte como macizos o lacolitos verticales, en parte como diques que cruzan las capas sedimentarias, y también como vetas interestratificadas, intercaladas en más o menos concordancia entre las capas. Al parecer, en ninguna parte se han formado grandes masas intrusivas homogéneas. En armonía con el veloz enfriamiento que sufrieron las masas pequeñas, ellas se solidificaron más rápidamente, es decir en dos fases separadas. Antes de la ascensión (o también

durante ella todavía), una parte del magma empezó a solidificarse, segregándose grandes cristales de mica, horneblenda, augita, cuarzo y especialmente feldespato; pero el resto del magma, se enfrió relativamente ligero, al entrar en los cavidades estrechas, de las partes más altas de la corteza terrestre. Debió pues solidificarse pronto, y bajo la forma de un agregado de muy pequeños cristales o como pasta vítrea incompletamente ó no cristalizada, en la que se hallan aislados los mayores cristales ya anteriormente segregados. Así la estructura porfídica resulta característica para esta forma de enfriamiento del magma.

Consideradas en conjunto, las rioandesitas porfídicas no se distinguen esencialmente en su composición de las granodioritas. Encontramos las mismas transiciones de riolitas ácidas cuarzosas (o traquitas cuarcíferas) y traquitas sin cuarzo, que corresponden a los granitos y sienitas, como dacitas y andesitas que corresponden a la diorita cuarcífera y a la diorita. Los colores varían del blanquecino, amarillento, gris pálido, violeta pálido y gris verdoso en tipos ácidos, hasta el gris purpúreo, gris oscuro, gris azulado y negruzco en los básicos. Una diferencia con las granodioritas, no siempre reconocible en la roca misma, resulta del hecho de que en el magma rioandesítico existían mayores cantidades de materias metálicas y también de otras como azufre, arsénico etc. Con frecuencia la roca está completamente salpicada de pirita, poseyendo vetas metalíferas que la cruzan y que están estrechamente relacionadas. Ella ha sido pues la portadora más importantes de minerales metalíferos en la Cordillera del Perú y de Sud-América en general.

Por la influencia de las soluciones minerales, que pasaron por la roca después de su enfriamiento, los minerales oscuros de las andesitas augíticas y horneblendíferas fueron a menudo alterados en vasta escala, habiéndose formado minerales verdosos como epídoto y clorita (y además kaolín), de los cuales proviene la coloración a menudo verdosa de la roca. Este fenómeno se llama propilitización.

Metamorfismo de contacto. Al escaso volumen de los lacolitos y filones rioandesíticos corresponde también un grado menor de

alteración en las rocas penetradas. La pequeña cantidad de calor que trajeron consigo apenas si pudo causar, en comparación con las granodioritas, solamente una transformación débil y muy limitada. Faltan pues en sus alrededores las zonas anchas de los esquistos quiastolíticos y rocas córneas que acompañan a aquellas. Lo más corriente es que la alteración quede limitada a un débil endurecimiento de los sedimentos adyacentes. Pero serían de desear investigaciones más exactas, porque en casos aislados se ha formado una zona bien visible de contacto, como p. e. en la mina de oro «El Carmen» en el Cerro de Chuquitambo, cerca de la Quinua, al Noreste de Cerro de Pasco, donde se han formado granates en la dolomita del cretácico superior o del terciario continental que limita los filones de cuarzo aurífero (STEINMANN 1904, VIELMETTER 1927).

También las inclusiones que se hallan frecuentemente en las rioandesitas y son todavía bien reconocibles, demuestran sólamente débiles alteraciones.

Aparición. La forma más frecuente y que al mismo tiempo llama mucho la atención, es la de los macizos, cuerpos redondeados e irregularmente delimitados, de diámetro moderado (hasta de 3 a 4 km), que muchas veces se encuentran en el núcleo de los anticlinales del terreno sedimentario que los rodea. Podría llamárselos, en contraste con el tipo normal aplanado en forma de pan de los lacolitos, lacolitos parados. También hállanse muy a menudo masas tabulares de un espesor a veces considerable (hasta de 1 km), que se intercalan casi concordantemente entre los sedimentos y que deben ser denominados vetas interestratificadas (filones-capas). En este caso la potencia disminuye hasta espesores mínimos (de 0,5 m y menos aún). La tercera forma es aquella de diques, es decir cuerpos tabulares que atraviesan más o menos transversalmente los sedimentos que los rodean por varios kilómetros y que alcanzan espesores muy pequeños o también de algunos kilómetros. Muchas veces se ensanchan y es estrechan en forma de lentes, con toda clase de transiciones. Si bien los cuerpos intrusivos particulares suelen alcanzar solamente modestas dimensiones, no faltan a veces ejemplos imponentes. Asi, según MÁLAGA SANTOLALLA (1905), un dique de andesita minerali-

zadora inclinado hacia el NE, de 4 a 5 km de ancho, atraviesa por un trecho de más o menos 30 km en dirección SE—NO las provincias de Huamachuco y Cajabamba.

Como las granodioritas, la presentación exterior de las rioandesitas depende de la manera como se ha verificado su denudación y descomposición. Generalmente la erosión pone a la vista los macizos y filones, como colinas y crestas cuando su cubierta es más blanda; pero allí donde se ha verificado una descomposición esencialmente química y donde forman los alrededores rocas difícilmente desintegrables, como cuarcitas, la región eruptiva suele formar una hoyada. Si se trata de vetas, forman depresiones pronunciadas, como en parte es el caso del dique ya mencionado de Huamachuco-Cajabamba (Málaga Santolalla 1905).

Propagación. Las rioandesitas cubren la mayor extensión entre todas las rocas eruptivas más modernas. Asi como ocurre con las «rocas andinas» (Andengesteine), abarcan todo el largo de la Cordillera del Perú, pero hacia los lados llegan todavía hasta más allá, si bien sólo bajo la forma de diques menores. Así las capas neocómicas al Oeste del gran batolito granodiorítico del valle del Rimac, están cruzadas por filones de rioandesita en el Morro Solar y en las islas de San Lorenzo y Frontón (Lissón 1907). En el Norte de la Cordillera, se observa todavía algunos diques estrechos de andesita hornebléndica gris, con grandes fenocristales de horneblenda, inmediatamente al Oeste del Marañón (fig. 186a, p. 154); pero en el lado oriental, parecen faltar o ser muy raras.

Siendo ellas las portadoras principales de los rellenos metalíferos, casi nunca faltan en las cercanías de los asientos mineros, en donde suelen alcanzar generalmente un gran desarrollo. Con frecuencia se les llamaba «porfiritas».

3. La relación de las granodioritas con las rioandesitas. Los batolitos granodioríticos y los lacolitos rioandesíticos, representan dos diferentes formas de consolidación de un magma al parecer originariamente homogéneo y de la composición aproximada de una diorita pobre en cuarzo. Del mismo magma provienen también las masas efusivas modernas neogenas y las rocas de los volcanes modernos, porque caben dentro de su composición, separadas sólo por el tiempo.

Pero quedan indecisas aún, las relaciones de edad entre los batolitos granodioríticos y los lacolitos y filones rioandesíticos, aunque es de suponer que no haya gran diferencia. Se asemejan, en que tienen iguales caracteres de aparición, desempeñan el mismo papel en la constitución de la Cordillera y han sido igualmente afectados por las denudaciones de épocas posteriores; pero sabemos en cambio poco, muy poco, sobre sus relaciones locales. En general parece que están separados, pues generalmente las mayores masas de granodiorita no están penetradas por lacolitos o filones rioandesíticos, sino que más bien afloran fuera de ellas, y las rocas que cruzan a las granodioritas en forma de dikes, pertenecen según las observaciones hechas, a las rocas filonianas granodioríticas, pero nunca a las rioandesíticas. De otro lado, hay observaciones, según las cuales ciertas granodioritas podrían considerarse más modernas que las rioandesitas. Verdad es que las rocas básicas extrañas que se hallan como inclusiones de mayor extensión en el batolito del valle del Rimac, tienen estructura porfídica; pero son en cambio de composición mas básica y provienen probablemente de erupciones más antiguas, mesozoicas o paleozoicas, no pudiendo ser confundidas con las rioandesitas. En contra el macizo de dacita de Yanasinga, cerca de Morococha — la intrusión llamada de Anticona — (determinado, por LINDGREN como pórfido de monzonita cuarcífera) está, según Mc LAUGHLIN (1924, 93), atravesado por una roca plutónica semejante, pero algo más ácida, en la forma de varias pequeñas intrusiones — intrusión de Morococha (monzonita cuarcífera), lo que permite suponer una edad más reciente que la roca plutónica.

De un estudio comparativo de las dos diferentes formas de solidificación, resultan interesantes conclusiones sobre el proceso que las ha llevado a su sitio actual. Los estrechos diques y filones interestratificados de rioandesitas, sólo pueden encontrarse donde están, por un acontecimiento tectónico que originó grietas o separó las capas de los sedimentos formando intersticios. Nadie podrá creer seriamente que ellos mismos se han abierto camino dentro de las rocas preexistentes, fundiéndolas. Pero hay todas las transiciones posibles entre estos y los diques o filones capas poderosos

que, como el dique de Huamachuco (p. 246), alcanzan 30 km. de largo y varios kilómetros de ancho, y los lacolitos parados y macizos de varios kilómetros de diámetro. También el espacio para estos, puede habers ido originado solamente por procesos tectónicos. Si la fusión de las rocas atravesadas hubiera desempeñado un papel en esto, se debería esperar que tomaran un aspecto esencialmente diferente, según se hubieran abierto camino en rocas cristalinas, en cuarcitas o en calizas, y que por lo tanto su composición cambiara: pero nada de esto se observa. Tampoco los macizos más pequeños de granodiorita se distinguen notablemente, en sus dimensiones ni en su presentación geológica, de los filones de rioandesita; es solamente su estructura la que los distingue. Si los grandes batolitos granodioríticos se hubiesen formado solamente por digestión de la capas atravesadas, deberían distinguirse de una manera pronunciada de las intrusiones mas pequeñas en su modo de presentación, y esto no sucede. En suma se llega pues al resultado siguiente: las intrusiones de las granodioritas, como las de las rioandesitas, han sido originadas sólo por procesos tectónicos. Si en determinados casos, el mismo magma se ha podido abrir paso por asimilación, no lo podemos a negar; pero sí debemos advertir, que tal proceso no ha sido comprobado.

3. Formación de yacimientos de minerales metalíferos.

La riqueza extraordinaria de yacimientos minerales en la Cordillera, no solamente en el Perú sino también en otras partes de esta cadena montañosa, está relacionada casi exclusivamente con la intrusión de las rocas eruptivas del terciario neogénico, que han sido tratadas, en el capítulo anterior, pues hemos visto que los filones mineralizados — fuera de las vetas de cuarzo aurífero que se encuentran en rocas más viejas y algunas otras mas — ubican en la sierra, sólo en aquellos lugares donde también hay rocas eruptivas terciarias. En los más de los casos la íntima relación local de los filones mineralizados con determinados macizos eruptivos es muy evidente, pues las vetas enclavan en las mismas eruptivas o están limitadas a su inmediata vecindad cuando se hallan en rocas sedimentarias. Tales filones mineralizados relacionados con una roca eruptiva, se llaman perimagmáticos.

El contenido de las vetas mineralizadas — tanto en minerales metalíferos como en minerales acompañantes — pertenece pues al magma originario de las rocas eruptivas. Después de la intrusión y durante el enfriamiento del magma, tuvo lugar una segregación que primeramente originó la roca compacta, mientras que ciertas materias volátiles y la mayor parte de los componentes barimetálicos ligados al azufre, arsénico u oxígeno, como también ciertas cantidades de ácido silícico y otras materias quedaron en la profundidad sin solidificarse subiendo sólo en una fase posterior de la erupción, cuando la masa principal del magma ya se había solidificado bajo forma de roca.

Este modo de ver explica dos importantes caracteres de los filones mineralizados:

1. — Que generalmente cruzan la roca madre con que están relacionados en forma de vetas muy bien separadas de ella; o en otras palabras, que son grietas mineralizadas que no han podido formarse sino después de la solidificación de la roca; y.

2. — Que han metamorfoseado más o menos fuertemente la roca madre y los sedimentos circundantes, lo que revela que su composición química era considerablemente diferente, porque de otro modo no pudo ejercerse ninguna influencia química.

Dirección de las fissuras mineralizadas. Las grietas rellenadas por minerales metálicos y gangas, tienen a menudo una dirección que parece estar determinada por la constitución de la sierra y por la forma de la masa eruptiva mineralizadora. Las fissuras abiertas en la masa mineralizadora, continuaron frecuentemente en los sedimentos circundantes sin interrupción.

Un buen ejemplo de la ley que existe en el rumbo de los filones mineralizados, ofrece la región de Morococha cerca de Yauli. Allí afloran, según Jochamowitz (1908), numerosas vetas en un macizo de andesita, con el cual están relacionadas. Algunas afloran solamente en la andesita, otras pasan de la andesita a los sedimentos circundantes y algunas ubican solamente en los sedimentos, pero siempre en la vecindad de la andesita. El rumbo de los filones varía entre SO—NE y S—N, pero la mayoría corre NE—SO, es decir perpendicularmente al rumbo general de la Cordillera. El

mismo fenómeno se repite según HERRERA (1909) en los numerosos, filones de la provincia de Huarochirí. En la región minera de Huancavelica, cerca del Cerro de Pasco, también los numerosos filones corren según VELARDE (1906), casi sin excepción E—O, formando pues casi un ángulo recto con el rumbo de la sierra.

Muy a menudo las vetas corren paralelamente a sierra, es decir, en dirección NO—SE.

Como el plegamiento terminó con las intrusiones de roca eruptiva, este no las afectó como tampoco afectó los filones mineralizados.

Debemos suponer, que ni los lacolitos ni las fracturas mineralizadas mismas, ,alcanzaron la superficie terrestre de aquella época. Más bien estos procesos se verificaron bajo una cubierta más o menos potente de rocas sedimentarias o tobas volcánicas, que impidieron un escape libre de los vapores y soluciones calientes que depositaron los minerales metalíferos. Por esta razón falta generalmente a las erupciones metalíferas un carácter decididamente efusivo, y la composición y estructura de las vetas metalíferas corresponden frecuentemente y sin lugar a duda a las de aquellas rocas derivadas o filonianas hipoabisales, con las cuales están a veces conectadas por transiciones.

Los filones aparecieron en la superficie, sólo cuando la cubierta de rocas bajo la cual tuvieron lugar esos sucesos pudo desaparecer por la erosión. Por eso la riqueza de una región metalífera no depende tan sólo de la cantidad de minerales que originariamente subieron depositándose en las vetas, sino también del grado de la denudación posterior, por la cual fueron barridas primeramente las partes más altas y después, poco a poco, las más profundas del lacolito y de sus filones metalíferos. Es también por la erosión que se encuentran hoy regiones metalíferas profundamente denudadas, mucho mas pobres en minerales metalíferos de lo que fueron al principio.

Mientras que el rumbo general de los filones depende de las direcciones segun las cuales se contrajeron al enfriarse las masas de roca mineralizadora, en detalle su dirección y calidad fueron originadas muy a menudo por la naturaleza de las rocas dentro de las cuales enclavan y de la propia de las fracturas: en rocas

duras y compactas, se formaron generalmente grietas anchas, de corrida regular y continua, mientras que en rocas blandas o plásticas no se formaron a menudo verdaderas grietas. Sucede así, por ejemplo, que la misma veta puede ser bien formada en una roca eruptiva o una cuarcita y perderse casi completamente en una roca blanda, como la arcilla.

Frecuentemente, en lugar de una grieta ancha se abre un sistema de numerosas pequeñas hendiduras, separadas las unas de las otras por menores o mayores masas de caja. De tal ramificación de la grieta, resulta naturalmente una ramificación correspondiente del filón metalífero, que dificulta su explotación; en estos casos fragmentos de la caja están a menudo encerrados en la veta, de modo que ésta adquiere un carácter brechoso. Tal ramificación de un filón es frecuente en calizas de naturaleza frágil, en cuyo caso no es raro que las grietas mineralizadas se adelgacen hasta formar hendiduras finísimas.

Cuando las soluciones metalíferas entraron en rocas porosas, como por ejemplo en areniscas, entonces raras veces se enfriaron bajo la forma de vetas bien delimitadas, sino que entraron más bien en los poros de la roca depositando a menudo los minerales en apariencia desordenada y originando lo que se llama impregnaciones. Según la distribución de los poros de la roca, los minerales se distribuyen (en tales casos) en una forma muy irregular, o también se extienden a lo largo de ciertas capas porosas de la roca, a la manera de depósitos originariamente sedimentarios. Ejemplos típicos, de estas ultimas impregnaciones, las tenemos en los yacimientos de azogue de Huancavelica.

Influencia química de las soluciones de los filones metalíferos. Esta se manifiesta de diferente modo y según la calidad de las cajas como:

a) Blanqueo de la caja. Las rocas de tintes vivos, especialmente rojas, son descoloridas generalmente por la entrada de soluciones metalíferas, a causa de la acción de la solución que reduce los compuestos de óxido de hierro de tinte rojo pardo, transformándolos en compuestos de oxídulo, no colorados. Por esas notables como frecuentes decoloraciones, se distingue el afloramiento de una veta cuando las otras manifestaciones no son visibles.

b) Disolución de la caja. Como generalmente difieren tanto en su composición química las soluciones metalíferas de las rocas encajonantes, suelen producirse fuertes cambios que pueden ser de disolución para depositar minerales o gangas ó de reunión de soluciones con elementos de las rocas sedimentarias para formar nuevos. Este último caso, es igual entonces al metamorfismo de contacto de las rocas eruptivas, y en tal circunstancia debemos suponer que la temperatura de la solución metalífera ha sido muy alta. Ejemplos de tal influencia del metamorfismo de contacto son: Magistral, en Conchucos, donde los minerales metalíferos se encuentran en una caliza con granates; y la mina de oro El Carmen, cerca de La Quinua en el valle del Huayaga, al Noreste del Cerro de Pasco, donde las vetas de cuarzo aurífero también han producido granates en la dolomia adyacente. (VIELMETTER 1927).

Disoluciones de la caja por soluciones metalíferas son un fenómeno muy común. A menudo se observa que la masa mineralizada de un filón ha carcomido verdaderamente la caja, habiendo disuelto partes de la roca y depositado en su lugar minerales metalíferos o gangas. Esto no sucede solamente con las calizas, sino también con las mismas rocas eruptivas portadoras de los metales, fenómeno demostrado por excelentes ejemplos en la mina Collaracra cerca de Recuai. Así resultan depósitos parecidos a las impregnaciones y que a veces llegan a formar verdaderas bolsonadas.

Pero muchas veces se limita la influencia de las soluciones metalíferas a una descomposición de sólo algunos minerales de la caja, como es el caso del fenómeno muy propagado de la kaolinización de los feldespatos, o de transformación de la biotita, augita y horneblenda en minerales cloríticos verdosos — propilitización.

Pero especialmente sorprendentes e importantes son las influencias químicas de las soluciones metalíferas en las calizas, sobre todo en las puras y pobres en arcilla, pues en éstas su masa se halla a menudo disuelta en gran extensión por las soluciones metalíferas y depositada en su lugar sílice, de modo que resulta una roca

semejante a la roca córnea, que muchas veces ha conservado la estratificación originaria causada por capitas arcillosas intercaladas y en otras también el color originario, porque los componentes arcillosos y colorantes no pudieron disolverse y ser reemplazados por la sílice. A causa de la disolución se produjo entonces abundante espacio para la deposición de los minerales metalíferos, que se ofrecen sustituyendo asi las calizas bajo la forma de cuerpos irregulares como macizos, tubos, bolsillos y masas tabulares. Los yacimientos de minerales formados de este modo, tienen pues contornos muy irregulares, en oposición a los filones normales que tienen cajas bien definidas. Los yacimientos del Cerro de Pasco suministran muy buenos ejemplos: aquí la caliza triásica dominante, ha sido silicificada de una manera irregular, de vez en cuando en zonas paralelas a la estratificación, y en estas se encuentran los depositos de minerales en las formas más variadas y con ramificaciones en la silicificada roca circundante.

En apariciencia, los filones metalíferos están íntimamente relacionados con las vetas de asfaltita (una mezcla compacta de hidrocarburos pesados muy rica en carbón, a veces casi grafítica). Estas asfaltitas afloran en la cercanía de eruptivas más modernas, en vetas de corrida muchas veces muy grande y siempre en sedimentos, sobre todo en las calizas que están en conexión con los esquistos fuertemente bituminosos del liásico o del cretácico medio (albiano). Tanto los hidrocarburos como su contenido de vanadio deben provenir de los esquistos bituminosos, de los cuales han sido destilados por la acción del calor de las rocas eruptivas o quizá por soluciones acuosas calientes, y condensadas en las grietas que se habían formado durante la intrusion. Generalmente, fuera de algunos minerales de vanadio, no contienen especies sulfuradas. Los compuestos barimetálicos de Minasragra (hierro, manganeso, níquel, cromo) son una prueba de la conjunción ocasional de soluciones metalíferas durante su formación.

Transformaciones posteriores en los filones metaliferos. La mayoría de los filones han sufrido en sus afloramientos transformaciones causadas por la atmósfera. Estas son debidas esencialmente a la influencia del oxígeno y del agua de las precipitaciones que se infiltran en el suelo. Es asi como las especies sulfuradas

originarias de los filones se oxidan y durante este proceso los barimetales se transforman en minerales oxidados, generalmente terrosos, mientras que el azufre se transforma en ácido sulfúrico. Este generalmente se combina con el calcio, y el sulfato de calcio resultante desaparece en solución. Quedan pues como residuo los óxidos insolubles de los barimetales o «pacos», de los que puede extraerse los metales generalmente con mayor facilidad que de los minerales sulfurados.

Siendo el hierro sulfurado uno de los minerales más frecuentes y más propagados bajo las formas de pirita o de marcasita, y siendo éste transformado por la descomposición en limonita, el afloramiento descompuesto de los filones se destaca muchas veces por el color rojo de herrumbre de la limonita y mas todavía cuando a menudo el hierro sulfurado impregna las cajas que también toman esa notable coloración. Por eso se llama al afloramiento descompuesto de las vetas metalíferas «sombrero de hierro».

Muy sabido es que se sostiene la idea de que varios minerales sulfurados, por ejemplo de cobre, pueden lixiviarse en las partes más altas de los filones metalíferos y redepositarse en las partes más profundas de ellos, en la «zona de cementación», como minerales sulfurados, proceso por el cual se explica a menudo el enriquecimiento considerable de las partes medianas de las vetas; pero no he conocido ejemplos convincentes ni en el Perú ni en alguna otra región y por eso no me ocuparé de él.

J. Formación cuaternaria.

Aunque la época cuaternaria comprende solamente un tiempo muy corto y en realidad no significa otra cosa que la última pequeña parte del período terciario, nos hemos acostumbrado a considerarla como época especial porque sus rocas se han formado en general bajo condiciones parecidas a las que dominan todavía, hoy día, y compuesta generalmente de material suelto como ellas.

Pero con todo, el cuaternario está caracterizado, en contraste conel estado actual, por condiciones climatéricas diferentes, que

encuentran su expresión sobre todo en la enorme extensión de los glaciares y de las masas de nieve, como también en el transporte extraordinariamente fuerte y acumulaciones localmente grandes de ripios, arenas y arcillas.

El levantamiento contínuo de la Cordillera durante este período ha puesto también a la vista los sedimentos marinos de esta época en la costa del Pacífico, por lo que nos vemos obligados a distinguir:

a) Depósitos marinos.
b) Depósitos continentales (terrestres).

a. Depósitos marinos.

Literatura: Adams 1905, 1908. Bosworth 1922. Bowman 1916. Darwin 1876. Douglas 1920. Grzybowski 1899. Howorth 1891. Stappenbeck 1924, 1925. Suter 1927. Thompson 1913.

A lo largo de toda la costa occidental de Sud-América se observa sedimentos marinos levantados, compuestos casi exclusivamente de rodados gruesos y finos y de arena, los que se elevan hasta algunos centenares de metros sobre el actual nivel del mar («formación de Pacasmayo» de Adams). Estos se distinguen de los sedimentos terciarios, no solamente por su estado suelto, más tarde solidificado a menudo por travertinos, sino también por su pequeño espesor (hasta 50 m más ó menos), e igualmente por el hecho de que encierran casi tan solo especies de animales marinos que todavía viven hoy en la misma costa. Además, no han sido depositados en línea ascendente, como los sedimentos terciarios, es decir los pisos más modernos encima de los más antiguos a causa del hundimiento del subsuelo, sino que se han formado en línea descendente, de modo que por un levantamiento varias veces interrumpido, los depósitos más antiguos están más altos que los más modernos.

Entre la sedimentación de los depósitos marinos más modernos del terciario, probablemente miocénicos y la transgresión cuaternaria, intercálase un período bastante largo (comprendiendo el pliocénico y quizá el cuaternario inferior), durante el cual las capas terciarias anteriormente depositadas en algunos parajes, como en la región de Amotape, fueron despedazadas e inclinadas por

sucesos orogénicos (lám. V, fig. 2). Después la tierra elevóse generalmente mucho sobre el mar y siguió un período continental, durante el cual los ríos cavaron cauces muy hondos en las rocas terciarias y más antiguas. Al mismo tiempo, tuvo lugar una denudación enorme. Un hundimiento nuevo y considerable hizo entonces posible, en la época cuaternaria, una nueva transgresión del mar sobre la zona costanera pacífica hasta algunos centenares de metros sobre el nivel actual del océano, que a causa del declive escarpado de la sierra en dirección a él, no podía entrar generalmente lejos en el continente. Pero esto sucedió en cambio en parajes, donde una zona costanera baja y ancha estuvo antepuesta a la sierra, como en la región de Amotape, o dentro de los valles de los ríos; y entonces, mientras que los sedimentos formados de esta manera eran generalmente destruidos por la erosión, podían conservarse poco modificados entre los surcos de los valles a causa del clima muy árido de la costa occidental.

Después de haber alcanzado el mar cuaternario su nivel más alto, principió otra vez un levantamiento que continúa hasta la fecha. Pero esto no sucedió de un modo continuo, sino que fué interrumpido por varias fases grandes — y tal vez también de algunas pequeñas — de estabilidad, que quizá si llegaron hasta ser hundimientos de corta duración.

En los tiempos en que el levantamiento fué muy escaso o no lo hubo, fué reemplazado, como parece lo más probable, por un hundimiento temporal, formándose inmediamente delante de la costa depósitos de ripios y arena de playa débilmente inclinados hacia el mar, a los que se entremezclaron los caparazones de los mariscos. Estos sedimentos, sorprendentemente llanos — terrazas de la costa — se presentaron después de un nuevo levantamiento, acompañados a menudo, a sus espaldas, por abruptos acantilados labrados por la rompiente al nivel del mar y también en nivel superior. Las faldas de suave declive situadas entre las diferentes terrazas, corresponden a los tiempos del levantamiento, en los que no pudo formarse ningún depósito de esta clase, o solamente muy superficiales, porque necesitaban condiciones de estables que no existían. Vistas desde el mar, estas terrazas parecen al ojo perfectamente planas y como cortadas con un cuchillo

en sus contornos litorales; su declive sólo puede pues en general observarse por medio de altimetría exacta. Por su superficie llana como una mesa, se las ha dado el nombre de «tablazos»; y dan un aspecto característico a la costa occidental, cuya importancia pudo reconocerla DARWIN muchos años ha. A causa del clima de desierto que reina en la costa, están en excelente estado de conservación y solamente han desaparecido donde están cortados por los ríos.

Todavía faltan actualmente investigaciones detalladas que permitan comparar la distribución y altura de las terrazas marinas elevadas en toda la costa del Perú, pero existen observaciones de algunas regiones que indican su gran extensión.

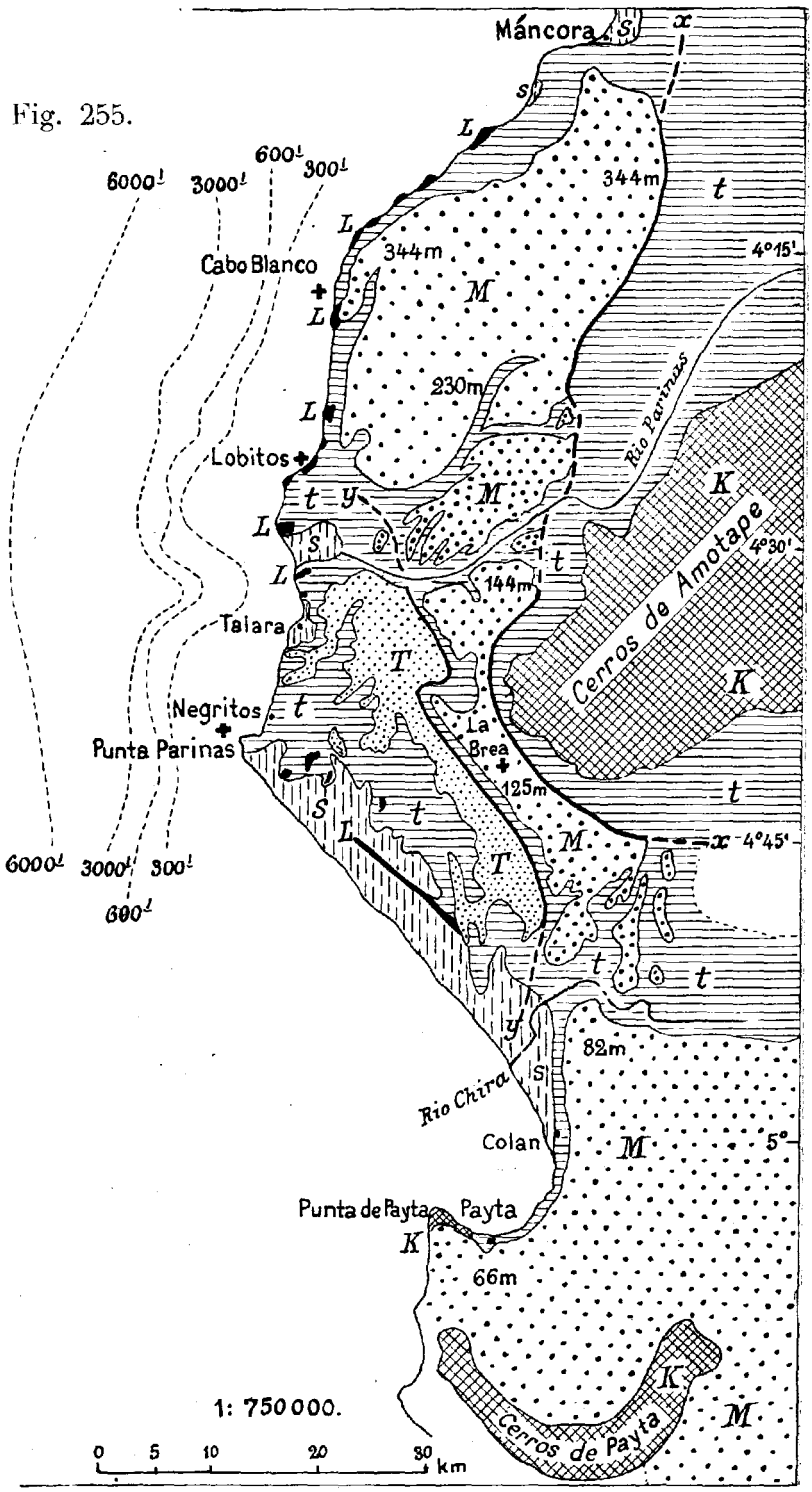
Según las observaciones esmeradas de BOSWORTH, puédese distinguir en la región de Amotape los siguientes tablazos (fig. 255, p. 258):

1. El **tablazo de Máncora** («piso de Payta» de GRZYBOWSKI), que es la primera, más alta y más extendida transgresión del mar sobre la mayor parte del antepaís bajo del terciario y encierra los cerros insulares de rocas premesozoicas como la silla de Paita y cerros de Illescas. Frente de los cerros de Amotape se puede seguir todavía claramente la línea de ribera (x, fig. 255), toda vez que no ha sido borrada por la erosión fluvial posterior.

El espesor de sus sedimentos varía entre límites bastante considerables, desde unos 100 m en el Norte, cerca de Cabo Blanco, hasta unos 25 m en el Sud, cerca de Paita. Este espesor ciertamente grande, basta por si sólo para sacar la conclusión de un hundimiento de la importancia que corresponde a su sedimentación.

Los sedimentos se componen preferentemente de rodados, arena y de un material arenoso subordinado. Sus restos de moluscos de concha gruesa y de *Balanus*, se hallan entremezclados a menudo en cantidad considerable, y tanto ellos como los sedimentos, detríticos están frecuentemente cementados por carbonato de cal formando calizas compactas e impuras. Masas de carbonato de cal blanco, parecido a travertino, cruzan, sobre todo, los estratos más profundos. Los rodados provienen de los cerros vecinos, del terciario destruido, y del interior del país, desde donde han sido traidos por los ríos; en este caso suelen ser rodados perfectos.

Fig. 255.


Máncora
Cabo Blanco
Lobitos
Talara
Negritos
Punta Parinas
La Brea
Río Parinas
Cerros de Amotape
Río Chira
Colan
Punta de Payta
Payta
Cerros de Payta
344m
230m
144m
125m
82m
66m
4°15'
4°30'
4°45'
5°
6000l
3000l
600l
300l
1: 750000.
0 5 10 20 30 km

Es de importancia especial la altura actual de la planicie de la terraza, observada en diferentes lugares, porque de ahí resulta un recuesto considerable después de su deposición. En el Norte de la región de Amotape, entre Máncora y Cabo Blanco, su altura está hoy día a 344 m sobre nivel del mar, pero baja hacia el Sud cada vez más (230 m al N E de Lobitos, 144 al N E de Talara, 125 m en La Brea, 82 m al S del río Chira) y alcanza al S de Paita la altura de 66 m. El declive invisible en la dirección N—S a simple vista, importa pues algo más de 4,5 m por km. No se trata pues de un levantamiento litoral parejo, sinó con una inclinación manifiesta, aunque débil, en dirección N—S.

Cerca de Cabo Blanco y al S de Paita el tablazo aflora al nivel actual del océano, sin que se pueda ver una disminución del espesor de los sedimentos componentes. Es probablemente porque se extiendió originariamente al O (tal vez 10 km) bajo el Pacífico, aunque no más allá de la isóbata de 300′ (= 90 m), puesto que con esta línea comienza el acantilado submarino que baja hasta unos 1000 m de profundidad.

Después de la deposición del tablazo de Máncora, principió el levantamiento que importó, en el Norte de la región, aproximadamente 280 m, y en el Sud, más o menos 25 m. En las desembocaduras de los valles de los cerros vecinos, se han extendido sobre el tablazo, unos conos de deyección de rodados angulosos en forma de abanicos.

Fig. 255. Croquis geológico de la región occidental de Amotape. 1: 750000. Según Bosworth (1922).

K cristalino antiguo, paleozoico y cretácico de la Cordillera de Amotape, de la Silla y de la Punta de Paita. *t* terciario inferior petrolífero. + campos petrolíferos más importantes. Terrazas marinas cuaternarias: *M* Tablazo de Máncora, *x—x* línea de ribera del mismo (los metros indican la altura del tablazo bajando de N a S) *T* Tablazo de Talara, *y—y* línea de ribera del mismo. *L* Tablazo de Lobitos. *S* Llanos salinos y médanos de la costa (Llanura de Salinas).

Las profundidades del mar están indicados en piés ingleses. Obsérvese: el curso de las isóbatas en el Pacífico; la faja de mar bajo paralela a la costa hasta 300′, el declive escarpado que sigue entonces hasta 3000′, cortado por el valle submarino del río Pariñas y la pendiente que continúa más allá, hasta profundidades abisales, así como sus contornos aproximadamente paralelos a la costa. La curva de 6000 no entra más al Sud de la bahía de Paita, sino que pasa alrededor de ella en una curva grande (compárese el mapa geológico).

Nota. — En lugar de Payta léase Paita y en lugar de Parinas léase Pariñas.

2. El **tablazo de Talara,** que marca el comienzo de la segunda transgresión, en lo esencial semejante a la transgresión de Máncora, pero que alcanzó mucho menor importancia. En la parte central de la región de Amotape se ha podido seguir muy claramente su línea de ribera oriental, entre el río Pariñas y el río Chira, en un acantilado que llama mucho la atención por sus rodados de playa bastante gruesos; pero hacia el N y S, se conoce bastante mal su dilatación. Tampoco consta su extensión hacia el Oeste, aunque difícilmente habrá llegado más allá del declive fuerte de la línea de 300′ (fig. 255).

El espesor del depósito varía de 2 a 8 m, siendo el término medio 5 m; pero 15 km al Norte de Talara aumenta repentinamente hasta unos 30 m, porque aquí el cauce de un antiguo río (Pariñas) fué rellenado con esa misma potencia. Resulta de esto, que precedió a la formación de este tablazo, un período de erosión y después un hundimiento.

Los sedimentos son semejantes a aquellos del tablazo de Máncora, pero más monótonos: rodados de diferentes rocas, sobre todo de las terciarias, mezclados con enormes cantidades de conchas de mariscos, solidificado muchas veces todo el conjunto por cemento calcáreo.

También en este tablazo puede reconocerse, un declive manifiesto en la dirección N—S, desde unos 100 m en el Norte hasta más ó menos 35 m en el S; e igualmente que el tablazo de Máncora, tiene un declive muy suave hacia el Pacífico. El levantamiento después de la formación del tablazo, alcanza a 50 m en el N y unos 16 m en el S, y sólo un hundimiento posterior pudo producir la formación del tablazo de Lobitos.

3. El **tablazo de Lobitos** (fig. 255), que lo largo de la costa actual se limita a una faja de 6—7 km de ancho, destruida, en su mayor parte, por las rompientes y el viento. Los sedimentos están constituidos por rodados y restos de conchas, especialmente frecuentes, y su espesor llega solamente a 3 m. La superficie del tablazo está a 30—36 m sobre nivel del mar y se inclina débilmente de N a S, siendo, más o menos ésta, la medida del levantamiento del tablazo, antes de que se estableciera el estado actual. Las llanuras próximas al nivel del mar, están cubiertas con salinas (llanura de Salinas, fig. 255) que fueron abandonadas

por el mar hace poco y que se las puede considerar como parte oriental de un tablazo que todavía está en formación.

En la región de Illescas, WERENFELS (1927) encontró también 3 tablazos claramente escalonados:

el más alto llamado maxiplano que está a más o menos 155 m sobre nivel del mar,

el del medio o medioplano, que se levanta 25—30 m sobre el mar y lleva médanos movedizos de arena que alcanzan hasta 60 m de altura, y

el más bajo o miniplano, que está a 10 m sobre nivel del mar.

Es de suponer que estos corresponden a los tablazos de Máncora, Talara y Lobitos en la región de Amotape.

Entre el tablazo de Lobitos y la llanura de Salinas, SUTER (1927) distingue todavía un

Tablazo de Negritos, que con un espesor de sólo 1—3 m, alcanza solamente 2 km al interior, hallándose a 15 m sobre nivel del mar.

Según SUTER, los períodos de hundimiento, o abrasión marina y formación de los tablazos, deben de corresponder a las épocas interglaciares secas, mientras que los levantamientos, la formación de los acantilados de las terrazas y los abanicos de terreno de acarreo que se extienden por encima de los tablazos, corresponderían a una época glaciar más rica en precipitaciones. Los cuatro períodos distinguidos por él, de los que cada uno abarca un hundimiento y un levantamiento, deberían de ser sincrónicos con los 4 pisos marinos cuaternarios del mediterráneo y con las 4 grandes épocas glaciares de Europa, de modo que se corresponderían así:

Perú:	Alpes:	Mediterráneo:
Período de Salina	Aluvial	Aluviano
Período de Negritos	Epoca glaciar del Würm + 3a. época interglaciar	Monastiriano
Período de Lobitos	Ép. glac. del Riss + 2a. ép. interglaciar	Tyrrheniano
Período de Talara	Ép. glac. del Mindel + 1a. ép. interglaciar	Milazziano
Período de Máncora	Ép. glac. del Günz + preglaciar	Siziliano

Fósiles. Los fósiles, distribuidos en los sedimentos de los tablazos, muy extensamente y en algunos lugares muy abundantemente, pertenecen al parecer sin excepción a especies que todavía viven en el Pacífico. Son en su mayoría lamelibranquios y gastrópodos de concha generalmente gruesa y de tamaño generalmente considerable. Además, hay en abundancia *Balanus* y anélidos pertenecientes al genero *Dodecaceria* que forman nódulos compuestos de numerosos tubos. Las conchas de los moluscos y *Balanus*, se han conservado muy a menudo con sus colores. A veces se ha observado esqueletos enteros de ballenas. Algunos de los moluscos más frecuentes son:

Fig. 256.
Ostrea megodon Hanley. Tablazo cuaternario. Lobitos, región de Amotape. *A* por fuera, *B* de lado.

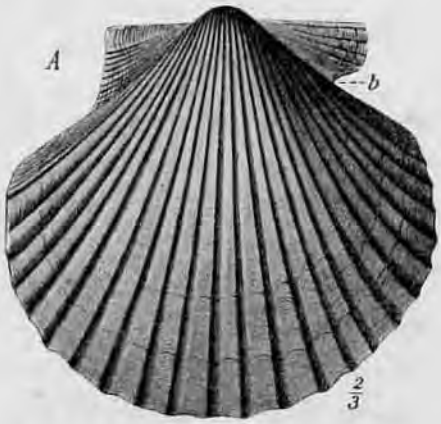


Fig. 257.
Pecten ventricosus Sow. (*paytensis* Grzb.) Tablazo cuaternario. Lobitos, región de Amotape. Valva derecha por fuera. *b* Seno del byssus.

Ostrea megodon Hanley (fig. 256), ostra de tamaño medio y con algunos pliegues gruesos, propagada desde California hasta la región de Amotape.

Pecten purpuratus Lam., la «concha de abanico» común en la costa del Perú, y

Pecten ventricosus Sow. (= *P. paytensis* Grzb.) (fig. 257) con costillas más anchas y muy bajas, existente hoy en la costa de Paita.

Arca grandis Brod. u. Sow. (fig. 258), forma enormemente grande, casi equilateral y de concha gruesa.

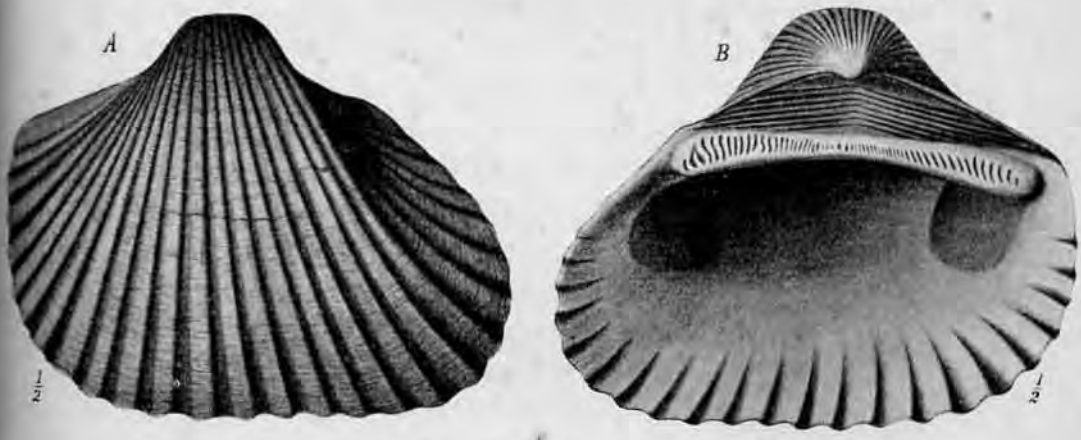


Fig. 258.
Arca grandis Brod. u. Sow. Tablazo cuaternario. Lobitos, región de Amotape. *A* y *B* valva izquierda por fuera y por dentro respectivamente.

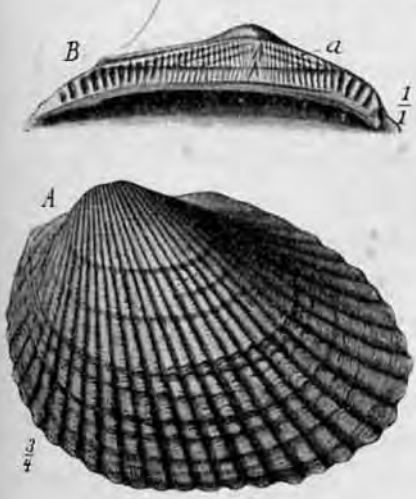


Fig. 259. *Arca tuberculosa* Sow. Tablazo de Máncora. Paita, región de Amotape. *A* valva izquierda por fuera. *B* cierre, *a* área.

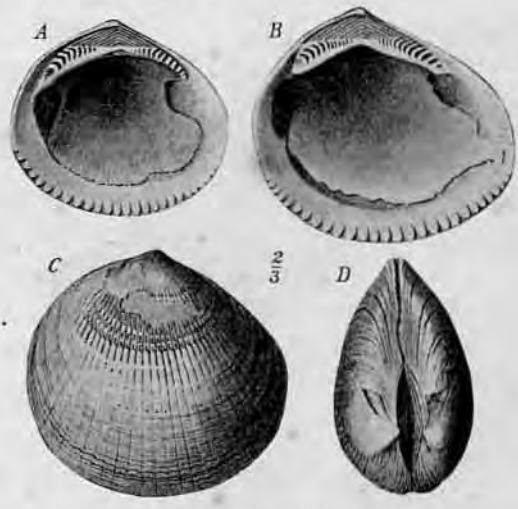


Fig. 260. *Pectunculus inaequalis* Sow. Tablazo de Máncora. Paita. *A* Interior de la valva derecha joven, *B* id. vieja. *C* valva izquierda por fuera. *D* concha cerrada por arriba.

Arca tuberculosa Sow. (fig. 259), oblicua, alargada hacia atrás y con costillas algo nudosas.

Pectunculus inaequalis Sow. (*paytensis* d'Orb.) (fig. 260), que circular en la juventud, en la vejez se alarga fuertemente hacia atrás. Muy frecuente en Paita.

Raeta gibbosa Gabb (fig. 261), de concha delgada, generalmente sólo como molde interior. No parece, existir sino en la actualidad.

De los gastrópodos mayores, mencionaremos:

Fig. 261.
Raeta gibbosa Gabb.
Tablazo de Máncora. Paita. Molde interior de la valva izquierda.

Thais chocolata Ducl. (fig. 262), los «caracoles» de los pescadores, de concha gruesa nudosa y que vive desde la región de Amotape hasta Valparaiso.

Turritella goniostoma Val. (fig. 263), de concha turriculácea con dobleces aplatados y en numerosas estrías espirales. Vive desde el Norte del Perú hasta California.

Fig. 262.
Thais chocolata Ducl.
Tablazo cuaternario. Lobitos, región de Amotape.

De ciertas partes de la costa, situadas más al Sud, hay también varias observaciones sobre terrazas costaneras levantadas, pero en ninguna parte estas observaciones han sido hechas sistemáticamente, y, al parecer, no se interpolan tampoco en el esquema de la región de Amotape; en parte se contradicen sus indicaciones de un modo sorprendente, y todavía no ofrecen un cuadro definido. Los datos sobre la altura de las terrazas son también inciertos muchas veces. porque no siempre se distingue claramente las terrazas marinas de las fluviales; estas últimas son las que suben en los valles desde las desembocaduras de los ríos y naturalmente llegan a mayores alturas que las terrazas marinas.

Se pueden seguir asi a lo largo de la costa extensos tablazos desde el Cerro Illescas (A. 5) hasta Trujillo (C. 7), y J. Stappenbeck (1924) observó en la zona de la desembocadura del río Chi-

cama (C. 6), que la más alta penetra tierra adentro en los valles. Entre Pisco (F. 12) y Lomas, (H. 14) ADAMS pudo constatar 10 terrazas, de las que la más alta sube hasta 330 m de altura. En Achanizo, en el curso inferior del río Cháparra, al Sud de Chala (H. 14), encontró STAPPENBECK (1925) la terraza marina más alta, cuya altura es aproximadamente 650 m. En Chala mismo observó STEINMANN debajo de las terrazas altas, 5 más bajas en alturas respectivas de 140, 110, 77, 42 y 10 m sobre nivel del mar. En el río Ocoña (I. 15), existe según ADAMS una terraza manifiesta a unos 400 m de altura. Cerca de Mollendo, suben según BOWMAN (1916) hasta 460 m, mientras que DOUGLAS (1920) no las pudo seguir en la misma región más allá de 15 m de altura.

Fig. 263.
Turritella goniostoma VAL.
Tablazo cuaternario. Lobitos, región de Amotape.

Según las observaciones hechas hasta la fecha, parece seguro que los levantamientos de la costa occidental de la época cuaternaria hubieran tenido una intensidad muy desigual y sin armonía extensiva de ritmo. El levantamiento máximo, no parece con todo haber pasado de 650 m. Tampoco se puede comprobar con seguridad el levantamiento a base del hallazgo de moluscos recientes, pues no solamente las conchas aisladas pueden ser llevadas ocasionalmente al interior por pájaros, sino que gran número de esas acumulaciones no son otra cosa que los restos de comidas de los indígenas, como pasa p. e. en la isla de San Lorenzo. También los indígenas llevaron muchas veces sus sepulcros distantes de la costa a grandes alturas y pusieron en ellos muchas conchas de moluscos tales como *Spondylus crassisquama* LAM., que hoy no viven en la costa del Perú sino que se encuentran al N de la bahía de Guayaquil.

Probablemente continúa todavía el levantamiento de la costa aunque en Arica no puede haber sido mayor de 1 m desde hace 400 años, porque se hallan a esta altura los sepulcros de los habitantes precolombinos (DOUGLAS 1920).

Se ignora pues hasta hoy la subdivisión de la época cuaternaria a que pertenecen esas grandes transgresiones marinas y los levantamientos, y si estos se produjeron en toda la época cuaternaria o corresponden únicamente a una parte de ella (entonces probablemente a la más reciente), o bien si los más altos se remontan hasta al pliocénico, lo que al autor le parece muy inverosimil.

b. Depósitos continentales.

Durante la época cuaternaria se han realizado en el continente en general, los mismos sucesos que pasan actualmente, es decir: denudación por agua, hielo y viento y acumulación de las masas detríticas en valles bajos y lagos, aunque en mayor escala. Como el clima era considerablemente más rico en precipitaciones atmosféricas y también más fresco que el actual, hubo una extensión mucho mayor de nieve y hielo en las partes más elevadas de la sierra. Así los glaciares de esta «época glaciar» transportaron hacia abajo cantidades mucho más grandes de bloques gruesos y de detritus finos y los enormes caudales de agua, que provinieron de la fusion del hielo, rellenaron los valles con enormes acumulaciones de cantos rodados. Parece también que tales sucesos no se han repetido solamente una vez, sino aparentemente varias veces.

Además, en la época cuaternaria aumentó nuevamente la actividad volcánica. En el Sud del país se formó un gran número de volcanes en la cumbre de la sierra, que esparcieron sobre sus alrededores grandes masas de cenizas y escorias que cubrieron grandes áreas del suelo; pero con el acercamiento de la época reciente esa actividad se redujo a restos hoy imperceptibles.

No solamente la costa sino también toda la sierra se ha elevado durante el período cuaternario: por esta causa los ríos han podido cavar sus lechos cada vez más en el subsuelo, lo cual explica el relieve muchas veces acentuado y las formas frescas de la erosión. Así se comprende el actual estado de la Cordillera, en sus detalles, resultado del conjunto de estos importantes sucesos.

1. La glaciación cuaternaria de la Cordillera.

Literatura: Benrath 1906. Bowman 1916. Douglas 1920. Enock 1907. Gregory 1913, 1913a, 1914. Hauthal 1911. Lucio 1905. Mc Laughlin 1925. Middendorf 1895. Pflücker y Rico 1883. Raimondi 1873. Sievers 1911, 1914. Schlagintweit 1913.

Hielo perpetuo se encuentra hoy día sólo en los cerros más altos de la Cordillera del Perú, formando casquetes aislados en alturas de más de 5000 m. El límite de la nieve perpetua se halla en el Norte p. e., cerca de Conchucos (D. 6/7), en alturas de 4800 a 4900 m y más al Sud, en el Cerro de Pasco, sube hasta 5200 m. Desde aquí, la Cordillera Oriental y la Occidental ofrecen condiciones diferentes, pues en la Cordillera Oriental, más rica en precipitaciones, esta línea se halla de 5300—5400 m de altura, mientras que en la Cordillera Occidental, más árida, llega de 5500 a 6000 m. Los glaciares actuales llegan a menudo más abajo de la línea de la nieve perpetua, y en el Norte del Perú de 4700—4600 m.

En la época cuaternaria el hielo ha tenido una propagación mucho mayor que actualmente (fig. 264). El límite de la nieve perpetua estaba 600—700 m más bajo que hoy día, es decir a más o menos en 4400—4500 m; pero en parte llegó aún hasta 4000 m aproximadamente, y los grandes ventisqueros bajaron casi 1000 m más que hoy, o sea hasta 3700—3400 m. Por esta razón no solamente muchos cerros aislados estaban cubiertos por hielo, sino que éste se extendió en capas continuas sobre las altas cadenas de la sierra, como lo indica claramente el mapa del Perú setentrional (fig. 264). Vemos asi en este mapa, que el hielo cubría las altiplanicies en masas extensas (plumadas en cruz), mientras que las corrientes de hielo bajaban en los valles hasta más o menos el límite de las zonas con rayas horizontales. (fig. 264).

Las acumulaciones de hielo de las tres cadenas principales del Norte del Perú: de la Cordillera Negra, Cordillera Blanca y Cordillera Oriental, juntáronse al N del Cerro de Pasco para formar una sola región de glaciación continua. Esta se ramificó de nuevo en las partes meridionales de la sierra (menos exactamente investigadas) en dos brazos separados, de los que el oriental continuó encima de la Cordillera Oriental hasta mas allá del lago Titicaca, interrumpido únicamente por el surco del río Mantaro (H. 11), mientras que el occidental siguió en la

Cordillera Occidental sin interrupción hasta las nacientes del río Apurimac (K. 14), disolviéndose más allá en restos aislados.

Dentro de todo este territorio encuéntrase más o menos claros, una serie de fenómenos que con seguridad atestiguan la anterior actividad del hielo. Ellos son en términos generales los siguientes:

Morrenas. Delante de las terminaciones actuales de los glaciares de la Cordillera, levántanse terraplenes de escombros de recorrido encorvado llamados «morrenas frontales o terminales». Casi todo el detrito rocoso que llevó consigo el glaciar, permaneció en su terminación donde se fundía el hielo. Habiendo tenido los ventisqueros y durante largo tiempo la misma extensión, estas masas de detritos han crecido hasta formar terraplenes o altas murallas que alcanzan alturas de 50 m y anchuras de 500 m (lám. VI, fig. 1).

Pero en todas partes la orilla frontal del glaciar queda hoy día un buen trecho atrás y mas arriba que el terraplén de la morrena terminal, porque en el curso de los últimos decenios, el hielo ha retrocedido unos 150—200 m en dirección vertical. Esta zona abandonada recientemente por el hielo está caracterizada por su superficie rocallosa, desnuda, sin vegetación, y a menudo (tratándose de subsuelo granítico) por un color claro sorprendente, color que tienen también las morrenas terminales.

Tales morrenas terminales se encuentran todavía 2 o 3 veces y sirven como testigos seguros de la extensión permanente del hielo hasta la altura de 3400 m. Pero las mas exteriores (al mismo tiempo más antiguas) existen generalmente entre 3700 m y 4000 m. Si están bien conservadas, entonces atraviesan a menudo valles anchos bajo la forma de terraplenes jorobados, cortados por los ríos en una garganta estrecha, como el conocido terraplén que se hallado al N de Yauli a 4100 m. Pero cuando fueron depositadas en valles angostos, entonces la erosión del río las ha destruido, a veces, dejando solamente restos insignificantes.

En los alrededores del Cerro de Pasco hay, según McLaughlin, dos fajas de morrenas en alturas de 3750 m y 4150—4200 m; mientras que Bowman, en el valle de Choquetira al Sud de Vilcabamba (K. 12), constató 3 de ellas en alturas de 3500 m, 3658 m y 3900 m.

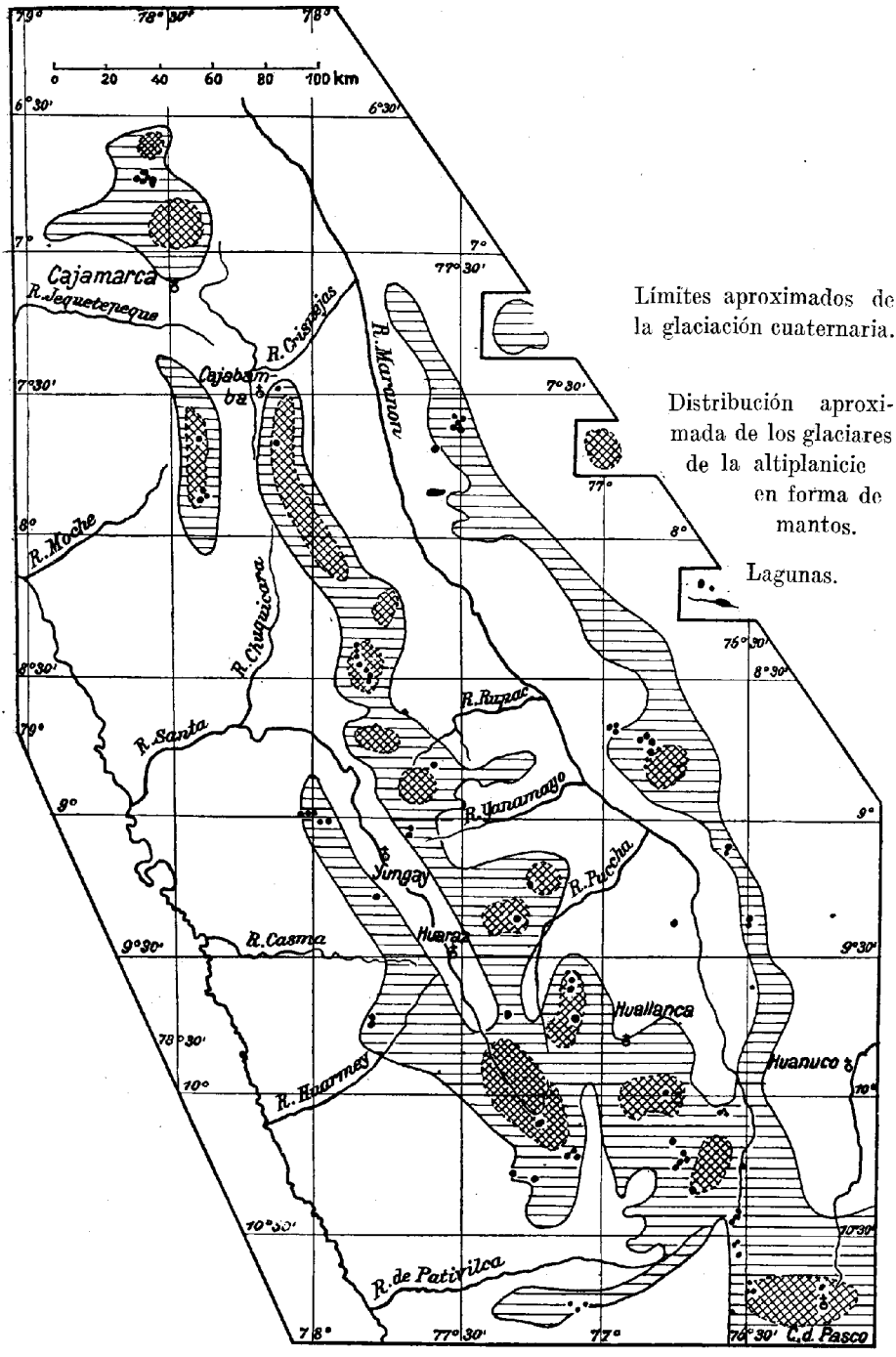


Fig. 264.
Mapa de la glaciación cuaternaria en la Cordillera del Norte del Perú según W. Sievers. 1:3200000.

Igualmente STEINMANN y SCHLAGINTWEIT (1908), pudieron comprobar la existencia de tres morrenas terminales en el valle de Matash cerca de Huayanca (F. 8), a alturas de 3660 m, 3860 m y 4180 m. En el valle de Quilcaihuanca cerca de Huarás (E. 8), donde los glaciares cuaternarios de la Cordillera Blanca alcanzaron un nivel especialmente profundo, encontraron también 3 morenas terminales en alturas de 3300 m, 3800 m y 4040 m. También SIEVERS (1914) observó varias morrenas de retroceso de la última glaciación; y dice asi: «Se ve en numerosas partes que las masas de hielo de la última glaciación, aún persistente, se han retirado en tres o cuatro fases».

Según esto, será permitido suponer que fuera de las morrenas recientes, en la inmediata cercanía de las terminaciones de ventisqueros actuales, la última glaciación estuvo caracterizada por tres fases mayores de parada, caso análogo al que se observa en otras regiones anteriormente glaciadas, como p. e. en Europa.

Terrazas de ripio. Cuando los glaciares se derritieron, y quedaron representados solamente por morrenas terminales, se originaron grandes caudales de agua, que transportaron hacia abajo de los valles una gran parte de los ripios,. Así se formaron conos de deyección, que parecen planos en el corte transversal del valle, pero que tienen pendientes muy regulares en dirección del valle. Después del retroceso de los glaciares, los ríos cortaron sus cauces sobre estos conos de deyección, de modo que hoy día sus restos se lèvantan en los lados y sobre el fondo del valle, como terrazas de cantos rodados inclinadas en la dirección del río. En la parte setentrional de la Cordillera del Perú, la superficie de tales terrazas se levanta apenas 50 m sobre el fondo del valle, pero al S del Cerro de Pasco (según MCLAUGHLIN) suben a mas de 100 m, y en el Sud del pais (según BOWMAN) hasta 200 m.

También en la cercanía de las morrenas terminales, o allí donde su material ha sido lavado en valles fuertemente inclinados, se hallan todavía grandes bloques morrénicos ó erráticos como los de las cercanías de Huarás (lám. VI, fig. 1), y el enorme Huascaracaca (peñón del buitre) cerca de Yungay a solo 2500 m.

En la parte occidental de la sierra, donde una gran parte del hielo fué absorvido por el aire seco, formándose relativamente poca

agua de derretimiento, las terrazas de ripio fluvioglaciar alcanzan un espesor y una extensión mucho menor que en las cadenas orientales, que tenían un clima más húmedo (como actualmente también lo tienen) por lo que aumentó la cantidad de agua de fusión. Por eso, según BOWMAN, en el SE de la sierra llegan las terrazas de cantos rodados hasta los terrenos bajos del oriente. Pero hay también que mencionar especialmente, que en las partes bajas de la sierra, la acción de las aguas de derretimiento se une a la del agua corriente, que nace de precipitaciones normales y que por eso ocurren a menudo enormes acumulaciones, como las del curso inferior del río Rimac, acumulaciones que tienen un carácter mixto fluvioglaciar y fluvial.

A las terrazas de cantos rodados les faltan los guijarros estriados y arañados tan característicos del transporte por el hielo y que abundan en las morrenas, sobre todo cuando están constituidas de rocas duras. Los cantos de los ripios fluvioglaciares, son también más redondeados que los de las morrenas; y en estas falta generalmente la estratificación, que es un carácter de los ripios normales, con excepción de aquellos sitios donde han sido formados casi al nivel de las morrenas, en cuyo caso son frecuentes las estructuras irregulares.

Un ejemplo son los potentes depósitos de edad preferentemente cuaternaria, que se encuentran al SO de la sierra, entre la zona de los volcanes modernos del NE y la zona de las lomas costaneras del SO. Tiene asi este origen aqui, parte de la llamada «formación de Moquehua» por ADAMS (1906b, 1908 véase p. 224), que comprende depósitos de un espesor hasta de 500 m, especialmente la parte bien estratificada y de composición muy variable, con arenas, arcillas arenosas, ripios, fragmentos y cenizas volcánicas de color variado, preferentemente gris aunque también rojo. Faltan aquí sedimentos que indiquen una deposición en agua estancada, como calizas y moluscos acuáticos, pero se halla en cambio sal gema y yeso en vetitas, que expresan un clima árido. Encima y debajo, se encuentra mantos de lava volcánica (BOWMAN 1916).

Por falta de fósiles no se ha podido determinar todavia con exactitud la edad de este depósito, pero trátase probablemente, en gran parte, de sedimentos cuaternarios acumulados por agua corriente y por el viento desde los cerros circundantes, especialmente

del Este, en la depresión longitudinal ancha que existía entre los cerros de la costa y los volcanes que se formaban en el cuaternario. Como estos últimos estaban cubiertos de nieve, las aguas de derretimiento contribuyeron también a la formación de este depósito. Como también su superficie es por lo común suavemente inclinada hacia el Este, los ríos labraron en ella sus cauces con más o menos profundidad, a causa del levantamiento terciario y quizá igualmente a causa del hundimiento de la costa occidental. (En el mapa se ha señalado la formación de Moquehua según las indicaciones de ADAMS, como neogenico terrestre).

Probablemente deben de existir depósitos semejantes en las partes setentrionales de la costa, pero parece que no tienen tan vasta extensión ni tan grande espesor como en el Sud, tal vez por la falta de erupciones neovolcánicas.

El relieve glaciar. Distínguese por sus efectos el hielo del agua corriente, en que causa una erosión más fuerte. Las corrientes de hielo de la época cuaternaria han ten do muchas veces un espesor de varios centenares de metros (hasta 500 m aproximadamente) y han llenado los valles en toda su anchura, excavándolos profundamente. Además el hielo era igualmente eficaz en las planicies que en los valles, de modo que en general toda la superficie cubierta por el hielo fué intensamente erosionada. Las capas superficiales del subsuelo rocoso especialmente las descompuestas, fueron barridas, sucediendo en las regiones anteriormente glaciadas que la roca está desnuda sin suelo de alteración o desagregación y las vetas metalíferas sin zona de oxidación.

El relieve glaciar forma un contraste fuerte con el producido por el agua corriente y por la descomposición normal. Faltan por lo común en aquel todas las puntas agudas y crestas que sustituyen a las rocas aborregadas a menudo cubiertas con las estrías paralelas tan características, que en rocas de grano grueso, como el granito, saltan poco a la vista, pero son notables en las de grano fino como la pizarra y caliza.

Pero lo que llama más aún la atención, son las grandes formas del relieve. Los valles excavados por el hielo, no tienen el corte transversal en forma de V de los valles de erosión normales cuyas crestas laterales resaltan muchas veces como repisas, sino

que se unen bruscamente al fondo del valle que es generalmente ancho, aborregado y encerrado por altos escarpes, a menudo verticales y sin crestas salientes, de modo que su perfil tiene más ó menos la forma en U.

Especialmente impresionantes y grandiosos son tales valles en forma de taza en las altas cordilleras granodioríticas, como en la Cordillera Blanca (E. 6/8), donde los encajes anchos y hondos, se abren como bocas abiertas, especialmente en el valle de Santa, y en la Cordillera de Vilcabamba que está cortada por el curso superior del río Urubamba (K. 12). Pero no faltan tampoco en los cerros volcánicos del Sud, porque el relieve glaciar suele ser muy visible en las rocas compactas y astillosas.

El fondo de los valles excavados por el hielo no tiene generalmente la inclinación uniforme de los valles de erosión normal. Más bien alternan en él trechos llanos con altas jorobas de roca en situ, que suelen tener hacia afuera caídas escarpadas. Asi pues los saltos de los valles y sus ensanchamientos son importantes pruebas de una glaciación anterior. Al mismo tiempo los restos de antiguas morrenas laterales intercalados en los valles actuales, atestiguan una profundización de su fondo, que ha variado de un sitio a otro y cuya causa debemos buscarla principalmente en los afluentes laterales de los ventisqueros que centuplicaron en ciertos sitios la fuerza de erosión del hielo. Correspondiendo a su origen glaciar, esas esculturas sólo se encuentran típicamente en las zonas anteriormente glaciadas, entre 3400 m y 4800 m y con la mayor frecuencia entre 3900 m y 4300 m.

Los confines superiores de los valles glaciares están a menudo caracterizados por un ensanche en forma de circo, en que los escarpes rodan por tres lados el fondo circular del valle, a menudo redondeado y a veces fuertemente profundo. Estos circos glaciares («Kare») resultan también de la intensa erosión del hielo en el confín superior de los valles o sea por la unión del hielo que viene de varios lados. En lugares donde había solamente glaciares chicos, la eficacia se limitó generalmente a la sola formación de tales circos glaciares, que parecen haberse excavado en la roca con una cuchara. Estos circos tienen gran

importancia para constatar el límite más bajo de la glaciación, en aquellas partes de la sierra que en la época diluvial apenas alcanzaron la región de la nieve perpetua. Así p. e. se los observa en los cerros de caliza con Actaeonellas de algo más de 4000 m de altura entre Sihuas y el Marañón en la cuenca hidrográfica del río Rupac (E. 7), donde están encerrados por pequeñas morrenas terminales que bajan sólo en el lado SO hasta más ó menos 3900 m, demonstrando así que el límite de la nieve perpetua estaba extraordinariamente bajo y a 4000 m más o menos (fig. 186, k, p. 154). No es raro también, que el fondo de los circos glaciares esté ocupado por un lago, si el subsuelo no es muy permeable.

La forma asimétrica de muchos altos volcanes del Sur, proviene según Bowman de la excavación de circos glaciares en la falda meridional de estos cerros, donde durante la época cuaternaria se podían acumular suficientes cantidades de nieve y hielo del lado S., mientras que en el lado setentrional más expuesto al sol, la nieve se derretía continuamente.

La glaciación actual no es de ninguna manera igual en ambas faldas de la Cordillera del Perú, y baja más el límite de la nieve perpetua en la falda occidental de la sierra que en la oriental, aunque aquella sea más pobre que esta en precipitaciones. Que esto pasaba ya en la época de los glaciares cuaternarios, lo vemos en la falda occidental de la Cordillera Blanca, donde el relieve glaciar es mas acentuado y especialmente notable el desarrollo de los valles en forma de taza, hondamente excavados, y también en la posición más baja de las morrenas.

Raimondi explicaba ésta diferencia, por el abrigo que da la Cordillera Negra antepuesta a los vientos secos del Oeste; Schlagintweit, creía que la causa estaba en la mayor cantidad de precipitaciones de la falda occidental; y Sievers, en la temperatura baja que, según se dice, origina la corriente fría de la costa pacífica y que repercute en las partes altas. Pero la causa principal, parece ser la diferente exposición al sol de ambas faldas de la sierra, ubicadas oblícuamente con relación al meridiano, lo que fué indicado primeramente por Hauthal, aceptado por Steinmann y constatado después en el Sur por Bowman, en donde el lado meridional de los

volcanes de la Cordillera occidental tiene siempre una cubierta más gruesa de nieve y una excavación glaciar antigua considerablemente más fuerte que el lado setentrional más expuesto al sol. La diferencia de nivel de las nieves perpetuas actuales y de la época glaciar entre ambas faldas de la sierra, desigualmente expuestas al sol, oscila entre 200—300 m.

Los afluentes laterales de los valles en forma de U, desembocan a menudo, no en el fondo del valle principal, sino a mayor ó menor altura encima de él, quedando como suspendido. Tales valles colgados, pertenecen igualmente a los fenómenos característicos del paisaje glaciar, en la Cordillera Blanca por ejemplo.

La alta cordillera abunda en lagunas, pero sólo desde cierta altura por arriba pues están ubicadas, salvo raras excepciones, en la zona de la glaciación cuaternaria, es decir entre 3500 y 4700 m y generalmente entre 3900 m y 4700 m. Llenan muchas veces pequeñas cuencas excavadas en la roca y ubicadas a menudo una encima de otra, en el mismo valle, como separadas generalmente por saltos (lám. VII, fig. 1). Aunque el número de las lagunas actualmente existentes es muy grande — pues se extienden por todas las partes de la Cordillera anteriormente glaciadas (fig. 264, p. 269) — son muy numerosas también las ya desecadas y cubiertas por terreno de acarreo o arena y otras cuyas aguas han sido vaciadas a causa de la erosión cada vez más profunda del desagüe subterráneo. En ambos casos ha quedado un fondo casi llano y generalmente empantanado o cubierto con turba, que se reconoce fácilmente.

Fuera de estos genuinos lagos glaciares, existen algunos otros, que deben su origen a otros sucesos. Por ejemplo: hay en el valle glaciar de Yanganuco, al Oeste de Yungay, dos grandes lagos que probablemente fueron originados por derrumbamientos (lám. V, fig. 3). Tales lagos, hállanse a veces muy por debajo de las regiones que han sido glaciadas, como pasa p. e. con el Lago Pias en el valle de Yuracyaco (Patás), que se formó hace sólo unos 80 años por derrumbamiento de un cerro y detención de las aguas.

El origen de algunos lagos más grandes existentes en regiones anteriormente glaciadas, no se ha dilucidado aún.

A los lagos detenidos, es decir originados por derrumbamiento y a los extinguidos o formados probablemente por un detenimiento temporal y rellenados después por enormes acumulaciones de cantos rodados, pertenece también la actual cuenca de Huánuco Viejo (F. 8), con tres terrazas bien claras, en la más alta de las cuales está construido el campamento incáico; así como también, el antiguo fondo de lago de Yanahuara, más abajo de Carás (E. 8). Es probable que también el Lago Junín (Chinchaicocha; F. 9/10) y el Titicaca deban su origen al detenimiento de un pasaje entero por ripios o morrenas cuaternarias; ambos tuvieron entonces que crearse un nuevo desagüe cortando el dintel más bajo de roca. Las lagunas gemelas de Lagunillas, entre Arequipa y Puno, Laguna Saracocha y Cachipacsana, (M. 14), están en la región de la glaciación pre-actual y deben ser, por su forma y calidad, directa o indirectamente de origen glacial, mas nunca originados por fallas como lo cree Douglas.

Por último en la parte meridional de la Cordillera occidental, las erupciones de los volcanes cuaternarios recientes han originado también, mediante obstruccion de su desagüe, cuencas ciegas, que a causa del clima árido contienen aguas salobres.

2. Rellenos de las cuencas cuaternarias.

Literatura: Dueñas 1907. Eaton 1912, 1913, 1914. Gerth 1916. Gregory 1914 1916. Lissón 1924. Maldonado 1918. Sievers 1914.

Algunos valles de la Cordillera tienen ensanches en forma de cuencas, rellenados con depósitos cuaternarios, en parte pliocénicos. Del origen de estas cuencas no se sabe nada exacto; pero puede ser que algunas se hayan formado por detenimiento o hundimiento tectónico, y otras, especialmente aquellas de mayores alturas, por la accion erosiva del hielo en la época glaciar. El alisado relativo de su superficie y la naturaleza suelta de sus sedimentos, muchas veces de grano fino, les da una importancia especial para el cultivo y la población.

Tres de estas cuencas han sido investigadas con algún detalle:

La cuenca del Cusco, de unos 10 km de largo y de 2—5 km de ancho, estaba cubierta en la época glaciar por un lago («Lago Morkill»), en el cual se depositaron sedimentos preferentemente sueltos de un espesor de 50 m por lo

menos. Mantos estratificados de rodados, arena, limo y también caliza de escasa importancia, alternan allí casi en confusión («formación de San Sebastián» de GREGORY). Las intercalaciones de estratos de caliza con moluscos de agua dulce, indican una inundación constante, y los ripios y acumulaciones turbáceas de plantas, una inundación escasa y temporal. La edad corresponde quizá a una época interglaciar, porque los depósitos de rodados fluvioglaciales se encuentran al parecer por encima y debajo.

A unos 50 km al Sud del Cusco, existe otra cuenca parecida, pero mucho más chica, la de Ayusbamba, en el valle del Chipura (K. 12), afluente del río Apurimac. Fuera de los mismos sedimentos del Cusco, participan en la composición del relleno más de 50 m de espesor de cenizas volcánicas, pero faltan las capas turbáceas. Es probable que el lago fué detenido por una morrena y su edad podría ser interglaciar. Si la estratificación depende de variaciones anuales en la deposición, entonces el relleno habría necesitado 100000 años para depositarse. Los restos de mamíferos acarreados en él (*Mastodon bolivianus*, *Mylodon*, *Parahipparion*, *Cervus brachyceros*, *Lama*), pertenecen a formas cuaternarias.

También el lago Lisson llenaba una vasta cuenca cerca de Andapasta el NE de Sicuaní (L. 13) (MALDONADO 1918), en donde en el tiza de lago — tierra diatomácea — se depositaron turba y toba calcárea de agua dulce con restos de lamelibranquios y gastrópodos.

Otras cuencas de esta clase rellenadas con depósitos cuaternarios, son la Pampa de Anta al Oeste del Cusco, la cuenca de Ayacucho (H. 12), la de Huánuco Viejo (F. 8) que fué íntegramente rellena con ripios de gran espesor (lám. VII, fig. 2) y otras más.

3. Fósiles.

Prescindiendo de moluscos no determinados con exactitud, se han encontrado varias veces restos de mamíferos, tal como sucede en otras regiones de Sudamérica. Se han hallado asi los siguientes animales extinguidos: *Megatherium americanum*, *Masto-*

don Andium, *M. Bolivianus*, *Scelidotherium leptocephalum*, *Mylodon*, *Cervus brachyceros*, *C. dubius*, *Parahipparion*, *Onohippidium peruanum*, *Equus curvidens*.

También, se ha encontrado en cuencas ocasionalmente semejantes, restos de *Scelidotherium* cf. *leptocephalum*, en la cueva Sansón Machai, cerca del Cerro de Pasco; y *Megatherium*, *Scelidotherium Capellinii* y *Onohippidium peruanum* en la «Casa del Diablo» cerca de Tirapata (M. 13); pero todos ellos sin vestigios de elaboración por parte del hombre. Aunque no es seguro de que en el Perú estos animales hayan sido contemporáneos del hombre, pues no se han encontrado restos de animales diluviales conocidos junto con los esqueletos humanos de las cuevas de Machu Picchu — cerca del Cusco — en parte probablemente precolombinos (Eaton 1916), esto lo estimamos muy posible.

4. Derrumbes, conos de deyección y procesos de descomposición en la época cuaternaria.

Los derrumbes son los fenómenos más propagados en los valles profundamente cortados de la sierra. Son especialmente grandiosos, los que se encuentran en aquellos trechos de valles, anteriormente glaciados con el fondo en forma de U donde sus laderas escarpadas, después de la fusión del hielo perdieron su sostén lateral derrumbándose a menudo bajo forma de enormes montones de escombros que rellenan el valle estancando el río (generalmente sólo de un modo temporal). En más de los casos, el río tuvo que buscarse nuevamente su lecho en el punto más bajo del dique así formado, lo que desvió el cauce originario hacia el lado opuesto al derrumbamiento, creando una caída abrupta y desfiladeros estrechos por el lado del cono de deyección o por el de la roca in situ. Es asi como tales sitios se consideran especialmente convenientes para la construcción de represas, como p. e. la del valle de Santa Eulalia, donde estos fenómenos han sido estudiado con este fin por Buxtorf. En el valle de Yanganuco, hállanse todavía hoy día mayores lagos atrás de los derrumbes (lám. V, fig. 2).

A menudo se encuentran enormes conos de deyección, en las desembocaduras de los valles laterales en los valles prin-

cipales, originados por las morrenas de valles laterales que han sido acarreadas por el agua al valle principal, o por depósitos puramente fluviales cuya extensión enorme se explica, en las regiones ahora muy a menudo áridas, por las precipitaciones considerablemente más grandes que cayeron en regiones no glaciadas durante la época cuaternaria. También, bajo las condiciones climatéricas actuales, las abundantes precipitaciones periódicas excepcionales pueden producir un efecto semejante, como pasó en el año 1926.

En las regiones glaciadas durante el período cuaternario, las cubiertas de descomposición anteriormente existentes han sido denudadas por el hielo, de modo que hoy día aflora casi generalmente la roca intacta. Donde durante la época glaciar se acumularon morrenas, ripios, rodados y arena (ésta también por el viento) en gran espesor, las rocas subyacentes se han conservado sin descomponerse; en las demás partes, las rocas se hallan profundamente descompuestas pues los productos de la descomposición no han sido barridos, como pasa en las faldas más escarpadas. Acumulaciones así formadas, constituyen fenómenos muy propagados en la sierra.

Llama especialmente la atención la descomposición de los cerros constituídos por calizas puras, como por la caliza con *Actaeonella*, en cuyo caso las superficies poco inclinadas están cubiertas por tierra roja («terra rossa»), que es el resto inatacable de la caliza. Estas se encuentran, hasta alturas de 3400 m.; y al pié de las faldas fué generalmente acarreada por las aguas, formando mayores espesores. Pero donde la caliza fué barrida, aparece siempre una superficie hondamente surcada en lapiaz (lám. VIII, fig. 1). Tampoco es raro que el detritus de las faldas, formado por fragmentos de caliza, tenga una cubierta de tierra roja; pero donde ésta fué lavada, la superficie está constituida por detritus de caliza, cuyos fragmentos se aglutinaron durante la formación de la tierra roja formando una masa dura y pedregosa. Es muy difícil para un ginete, pasar encima de faldas de esta clase.

5. Formaciones volcánicas de las épocas cuaternaria y actual.

Literatura: Alayza y Paz Soldán 1903. Bowman 1916. Douglas 1920. Hatch 1885. Hettner 1888/90. Jochamowitz 1907. Stappenbeck 1925. Steinmann 1924. Stübel 1902.

Mientras que con el fin del terciario superior cesó la actividad volcánica en la mayor parte de la Cordillera, durante la época cuaternaria renació en la parte meridional continuando todavía en la actualidad en forma muy debilitada. Esta región volcánica moderna comprende esencialmente la cumbre de la Cordillera Occidental al Sud del 15° de lat. S., en el departamento de Arequipa y en la provincia de Moquehua. Aquí se levantan en la falda occidental de la Cordillera Occidental y cerca de la divisoria de aguas, más o menos una docena de conos volcánicos que llegan hasta una altura de 1500 m sobre el altiplano de la sierra. En parte, por la acumulación de enormes cantidades de ceniza en el terciario superior y por las erupciones de los volcanes cuaternarios, el altiplano fué ensanchado y elevado en forma de una altiplanicie, de modo que sus portachuelos son de 600 a 900 m más altos que los de la Cordillera Oriental. La anchura de las rocas volcánicas, es de 150 km aproximadamente y el borde occidental de las corrientes de lava dista solamente 150 km de la costa. Al principio el relieve de la sierra, hondamente accidentado, fué sepultado por las erupciones terciarias y cuaternarias; y los desagües y la divisoria de aguas se desviaron formándose cuencas bajas y sin desagüe, como p. e. la Laguna de Salinas cerca de Arequipa. Esto se produjo en parte por las numerosas corrientes de lava — en el cañón del río Cotahuasi observó Bowman más de cien corrientes semejantes con un espesor total de 2000 m — y también por las grandes masas de cenizas y tobas fragmentadas, que se extendieron a veces, como una cubertura delgada de color blanquecino, mucho más allá de la zona de los verdaderos volcanes y hasta la costa pacífica cerca de Mollendo.

Queda fuera de duda que la actual actividad volcánica persistió durante una gran parte del período cuaternario, y que todavía continúa; también parece que fué intermitente; pero no se sabe con seguridad si su duración se remonta hasta el pliocénico. Pero por varios hechos, se constata que el origen de los conos volcá-

nicos, en lo esencial, pertenece al cuaternario, pues a pesar del clima árido, las corrientes de lava están cortadas por valles hasta de 1500 m de profundidad, y las cavidades de los circos glaciares, modeladas especialmente en los flancos meridionales de los volcanes, atestiguan la fuerza erosiva de glaciares anteriores.

Los conos volcánicos del Sud del Perú se agrupan como sigue:

El volcán situado más hacia el NO, debe ser el Sarasara (más o menos 5000 m, J. 14) y siguen después hacia el SE, ubicados en una línea dirigida de ONO—ESE, con distancias de 30 km uno de otro, el Solimana (= Solomani 6318 m), el Coropuna cerca del Solimana y el Ampato (= Cahuancayo, 6616 m) más al Este.

Alrededor de Arequipa agrúpanse otros 5 volcanes mayores, 3 de los cuales están juntos con el Coropuna en una línea dirigida de NO—SE (K. 14/L. 15) o sean el Chacchani (= Charchani, 5791 m), el maravilloso cono del Misti (5634 m), el Pichupichu 5425 m), el Ubinas (4370 m) que se encuentra al NE del Misti y el Huainaputina (= Omate = Quinistaquillas, 5150 m) al Este. Siguen al NE de Moquehua (M. 15), el Ticsane (5270 m), sin crater bien visible y al parecer totalmente apagado, el Tutupaca (5480 m) al NNO de Candarave, y el Yucumani (? = Tucapiani, 5300 m) al NNE de Candarave. En la frontera actual con Chile, principia la región del Tacora (N. 16/17), con 6 a 8 volcanes mayores que se levantan hasta alturas de 6000 m. Entre todos estos volcanes, solamente el Misti, el Ubinas y el Tutupaca han tenido erupciones en el siglo XIX y el Yucumani en 1787.

Las erupciones deben haber sido a veces de una fuerza extraordinaria, pues dicen que la erupción de cenizas del Huainaputina, en el año 1600, alcanzó a una distancia de más de 1000 km (?); y está fuera de duda, que las cenizas de los volcanes situados alrededor de Arequipa llegaron ocasionalmente hasta la costa de Mollendo y la Pampa de Islay situada en el medio, como a los cerros ubicados al Sud de ésta, en donde se extienden potentes mantos de ceniza de color blanco sucio. En los cerros altos, éstas simulan una cubierta de nieve, mientras que en la Pampa de Islay fueron sopladas formando médanos en forma de guadaña, convexos hacia el Sud y de 5 m de altura. Parece que algunos de estos volcanes, como p. e. el Tutucapa, Ticsane, Chachani y Ubinas,

contienen yacimientos considerables de Azufre, originados por exhalaciones volcánicas. Del mismo origen son los depósitos de boronatrocalcita y de salitre, pero no se sabe aún si su formación se remonta en qué grado hasta la época cuaternaria. Mientras que los yacimientos explotables de salitre existen sólo al Sud de la antigua frontera del Perú o sea la Quebrada de Camarones, hay un depósito abundante de boronatrocalcita en territorio peruano en la Laguna de Salinas al Este de Arequipa (L. 15) (JOCHAMOWITZ 1907).

Las rocas de los volcanes meridionales del Perú pertenecen todas, al parecer, al grupo de las andesitas augíticas, con las variedades de la andesita horneblendo-augítica, andesita horneblendífera, andesita horneblendo-hiperesténica y andesita hiperesteno-augítica. Son en su totalidad más básicas, de color más oscuro que las rocas eruptivas del terciario y no tienen cuarzo (HATCH 1885).

Fuera de los volcanes descritos de la Cordillera Occidental, STÜBEL (1902) indica dos regiones más en la orilla occidental del Lago Titicaca: una cerca de Puno, donde dicen que son visibles el Cerro Lurine y varios otros centros de erupción; y en Yunguyo, en el confín meridional del lago, en donde se menciona el Cerro Capira y otros pequeños volcanes más (?).

Las rocas basálticas son raras.

La región talvez más importante y bien estudiada, está en los alrededores de Puno (DOUGLAS 1920). Entre este pueblo y Vilques se extiende sobre areniscas coloradas un paisaje notable de mesetas cortadas, de mantos basálticos, antes continuos. Trátase de un basalto con olivina, amigdaloide, que surgió probablemente de una erupción ubicada en una grieta (véase lám. I, b). Es un basalto de estructura vesicular, rico en olivina, originado al parecer por una erupción de grietas.

A lo largo del ferrocarril de Arequipa a Puno hay también mantos de basalto amigdaloide con olivina y amígdalas rellenas de calcedonia, calcita y carbonato de cobre, asociados a brechas basálticas; pero además se menciona basalto en Pumacahuanca, en la divisoria de aguas entre el río Apurímac y el Mantaro, al Oeste del río Pampas (GERTH 1915); y UMLAUFF (1904) (?) los menciona también al tratar de Huancavelica, en relación con

filones de plata, plomo, cobre y azogüe. Sobre la edad exacta de estos basaltos no se sabe nada de definitivo, pero deben ser cuaternarios en su mayor parte.

6. Termas y fuentes minerales.

Literatura: Alayza y Paz Soldan 1903. Broggi 1925. Raimondi 1882.

Las numerosas termas y fuentes minerales del país, cuya cifra alcanza más o menos a cien, están desigualmente repartidas por la Cordillera. Los pocos hallázgos de la zona costanera y de la Montaña forman contraste con el gran número de fuentes preferentemente termales de las partes centrales de la sierra. Como últimas manifestaciones de actividad volcánica, encuéntranse especialmente numerosas y de temperatura elevada, en aquellos parajes donde en la época del neogeno o del cuaternario hubo actividad volcánica, o donde la hay todavía, sobre todo en los departamentos de Ancash, Lima, Arequipa y Puno.

Las temperaturas de las termas varian entre 18 y 91° centígrados. Sólo en pocos casos y donde hoy día se hallan todavía volcanes activos, como p. e. en los departamentos de Moquehua y Tacna, alcanzan la temperatura local de ebullicion.

Las más de las termas y fuentes minerales son ricas en ácido carbónico libre y contienen muchas veces además bicarbonatos de calcio, de magnesia o de hierro en solución. Raimondi las clasifica según su calidad en los 4 grupos principales siguientes:

1. Aguas bicarbonatadas.
2. „ sulfuradas.
3. „ sulfatadas.
4. „ cloruradas.

Algunas aguas cloruradas contienen litio.

Raimondi hace una descripción exacta de todas las fuentes minerales y termas conocidas hasta el año 1882.

Las termas más importantes, aprovechadas como baños medicinales, son las siguientes:

Baños del Inca, 5 km al Este de Cajamarca (74°); Baños de Cachicadán, 11 km de Santiago de Chuco, depto. de la Libertad (71°); Baños de Chancos, 5 km más arriba de Carhuás, depto. de Ancash (70°); Baños de Brioso, 7 km al NO de Huarás,

depto. de Ancash (51°); Baños de Chiuchín, prov. de Chancai, depto. de Lima; Baños de San Cristóbal, cerca de Huancavelica (29°); Baños de Lares, 84 km del Cusco (42°—45°); Baños de Yura, depto. de Arequipa (27,5°—35°); Baños de Jesús, 7 km al Este de Arequipa (23°) y Baños de Carumas (Putina), depto. de Moquehua (84,6°—91°).

En el Perú, solamente se conoce geyseres, en la parte más suroccidental de la Cordillera Occidental volcánica. Según las descripciones de Alayza y Paz Soldan (1903), en la Quebrada de Calientes (5040 m), al NNE de Candarave, en el depto. de Tacna, y cerca del volcán apagado de Yucumani, hay 5 geyseres, de los que uno salta hasta 6 m cada 55 minutos. También depositan incrustaciones silícicas (geyserita), e igualmente existen fuentes muy calientes e hirvientes de 60°—80°. Asi misma se mencionan otros surgentes en Putina.

La cercanía de algunas termas tiene mala fama, debido á los casos de enfermos graves de malaria. Al parecer los mosquitos que trasmiten la enfermedad (*Anopheles*), encuentran un excelente ambiente en los pantanos continuamente tibios durante todo el año. Tal vez sería lo mejor acabar con el mal, captando las fuentes, y después desviar las aguas de modo que no alimentaran los pantanos.

Son muy comunes depósitos de fuentes bajo la forma de toba calcárea, limonítica y sólo raras veces silícica.

Un ejemplo imponente de tales travertinos, que al mismo tiempo poseen una significancia económica, son los de Oroya, en donde forman un puente natural ancho sobre el río Yauli, aprovechado también para el paso de la vía férrea (Broggi 1925).

Entre estos depósitos debemos mencionar además uno, en el que el travertino no se ha extendido — como de costumbre — sobre una superficie inclinada ó playa, sino que se ha elevado en forma de una muralla: el situado al S de Recuai (E. 8) y cerca de la mina de Santa Gertrudis, donde se levantan largas paredes de travertino de 8—9 m de altura y mas de 3 m de ancho. (lám. IV fig. 2). Los manantiales visibles actualmente en la vecindad, precipitan tan solo poco carbonato cálcico, pero anteriormente deben de haber existido

aquí fuentes (probablemente termales), que han originado estas murallas de cal y además también depósitos normales horizontalmente extendidos del mismo travertino. La estructura de las murallas revela bien su origen, como ya lo observó RAIMONDI (1913, 149). En corte transversal, las murallas hacen ver una estratificación anticlinal hojosa y en el vértice una grieta perpendicular que pasa por toda la muralla hasta la base, la que nunca fué rellenada con travertino. Al parecer, el agua ha surgido aquí por hendiduras verticales, de largo recorrido, de las que se escurrió por las costados depositando el travertino en ambos lados, hasta que el canal de alimentación se obstruyó o mejor dicho la fuente dejó de correr del todo. Parece que no se ha observado cosa semejante en ninguna otra parte.

7. Subdivisión del Cuaternario.

Hasta la fecha hay solo pocas indicaciones para poder establecer una subdivisión cronológica de los depósitos cuaternarios. La subdivisión en 3 ó 4 pisos, por los tablazos que se han constatado en la región de Amotape, debería de ser estudiada en los demás trechos de la costa pacífica, para saber si tiene valor general. Pero también en el caso de que esto fuese justificado, quedaría incierto aún, si el tablazo más alto (de Máncora) se formó al principio del período cuaternario o más tarde. Se obtendría un gran triunfo si se lograra poner en conexión los tablazos, por medio de las terrazas fluviales anexas, con las morrenas de las altas montañas. Estas últimas parecen corresponder generalmente, en cuanto se ha podido constatar hasta ahora, sólo a aquella parte de la época glaciar que se denomina última época glaciar en otras regiones de Sud-América y en otros continentes. Las dos morrenas de retroceso en el Perú, corresponderían entonces a ambas morrenas de retroceso que existen regularmente también en aquellas regiones.

Pero hay indicios de que también una época glaciar más antigua, dejó sus rastros en la Cordillera del Perú. Encuéntranse p. ej. cerca de Puca Ventana, abajo de Huarás en el valle de Santa (E. 8) y también en otros lugares aunque menos cla-

ros, muy potentes depósitos de ripio, que seguramente son más antiguos que las morrenas y ripios frescos de la última glaciación, pues los 10—15 m superiores de estas masas de ripios, bloques y arenas, de más o menos 100 m de espesor, están en un estado adelantado de descomposición, formando minerales ferruginosos, lo que indica que desde su deposición ha pasado un espacio de tiempo largo y que deben de ser mucho más antiguos que los depósitos frescos de la última época glaciar. Existen además entre Huarás y la desembocadura de valle en forma de taza de Quilcaihuanca, a unos 3400 m de altura, restos de una morrena, en la que todos los pequeños bloques de granito se han desintegrado por completo, permaneciendo solamente algo frescos los muy grandes. Esta diferencia sorprendente en el grado de conservación con el granito fresco de las morrenas jovenes, habla también en favor de una menor edad de las últimas. Hauthal y Bowman creen haber constatado vestigios de una glaciación más antigua; y McLaughlin (1924), toma las terrazas de ripio que llegan a tener hasta 120 m de espesor, que ha observado en diferentes partes de la Cordillera y las cuales han sido cortadas profundamente por los desagües de la glaciación más reciente, como indicios de una glaciación más antigua, cuyas morrenas han podido ser quizá destruidas otra vez por la glaciación más moderna que tal vez se extendió más. También Sievers atribuye los rastros de un relieve glaciar que baja hasta la altura de más o menos 3400 m y los restos de morrenas existentes en ésta altura, a una glaciación anterior.

Por último merece mencionarse que los valles situados debajo de las morrenas jovenes exteriores, parecen manifiestar, varias veces por su perfil en forma de U, los indicios de un relieve glaciar que fué bruscamente reemplazado a menor altura sobre el nivel del mar (caracterizado por un recorrido peñascoso) por el relieve normal de erosión de un perfil de valle en forma de V.

Nuevas exploraciones, que se deberían realizar sobre la base de mapas topográficos especiales y exactos, pueden dilucidar todavía los detalles de la época glaciar más antigua.

III. Historia geológica.

Literatura: Adams 1908. Berry 1925/6. Bosworth 1922. Bowman 1916. Dueñas 1925. Lissón 1924, 1924a, 1925a. Mc Laughlin 1925. Marsters 1912. Stappenbeck 1927. Steinmann 1922, 1923.

A base de la precedente descripción de las diferentes formaciones, podemos hacer ahora una sinopsis de la historia geológica de todo el territorio.

A. Epoca precámbrica.

El período más antiguo, denominado arcaico, contiene sin duda alguna sedimentos de naturaleza arcillo-arenosa que se presentan bajo la forma de micacitas o paragneises mezclados con material eruptivo o bien de gneises mixtos. Debemos considerar estas rocas como los sedimentos más antiguos, los que, depositados probablemente en el mar en forma de sedimentos normales, fueron metamorfoseados después en gneises y esquistos cristalinos por intrusiones de naturaleza esencialmente granítica o por calentamiento regional proveniente del interior de la Tierra. Tanto la naturaleza preferentemente arcillo-arenosa de estos sedimentos como también la ausencia de rocas carbonosas, indican que el sitio de la deposición ha sido un mar poco profundo. Después de la deposición de estos sedimentos y probablemente después de un plegamiento general anterior, sucedieron las intrusiones de naturaleza preferentemente ácida, granítica, si bien queda evidente por la ocasional observación de las anfibolitas, que la participación de un magma básico no estuvo enteramente excluida. Probablemente hay entre el arcaico y la división más moderna del basamente cristalino de la formación filítica, una era continental prolongada, quizá muy larga, de modo que una parte de las rocas anteriormente formadas pudo ser denudada otra vez. La naturaleza, al parecer muy homógenea, de las rocas de la serie filítica, indica también una peneplanización considerable de la superficie continental. Parece que los sedimentos de la formación filítica se compusieron originariamente, en su mayoría, de depósitos arcillosos finos, con menor participación de los arenosos, de modo que tal vez si se formaron en un mar algo más profundo, aunque sin participación notable de calizas o dolomitas. Quizá si durante la

deposición de los sedimentos y posiblemente más tarde también, fueron penetrados por rocas eruptivas básicas y ultrabásicas, aunque poco probable bajo la forma de grandes batolitos, o sea en cambio como filones, vetas interestratificadas o macizos menores. Las tobas genuinas parecen ser desconocidas. Más tarde siguieron también intrusiones de batolitos mayores de granito y rocas parecidas, pero ignoramos si éstas se presentaron inmediatamente después de la deposición de las filitas y de la intrusión de las intrusivas básicas, o sólo mas tarde, en la época del silúrico superior quizá. Pero con todo, es casi seguro que entre la deposición de las filitas y la formación de las pizarras fosilíferas ordovícicas se intercala un plegamiento general — plegamiento marañónico — y en seguida una denudación y tal vez también si una peneplanización, pues parece que las filitas están más plegadas que las pizarras ordovícicas y metamorfoseadas en mayor grado, asi como que se abre entre ambas una laguna enorme, temporal, que comprende como mínimum toda la época cámbrica. Es verdad que de ningún modo pudo prescindirse de la transgresión cámbrica — documentada en el Sud de Bolivia y en el Norte de la Argentina por sedimentos fosilíferos — que posiblemente llegó hacia el Norte hasta la Cordillera peruana —; pero faltan absolutamente indicaciones precisas. Bien podría ser que las rocas cámbricas hubieran sido denudadas otra vez antes del principio del ordovícico, de modo que hoy día ya no se viesen; pero la otra posibilidad, de existencia de un continente durante la época cámbrica, tiene mayor probabilidad.

B. Ordovícico (Silúrico inferior).

Con este período comienza la primera transgresión marina históricamente constatada con exactitud, por fósiles en el Perú. Cuando entró esta época o cuando principió y cuanto duró, no se puede saber todavía con seguridad por la escasez de observaciones y hallazgos de fósiles. Por lo que se conoce de éstos (casi exclusivamente graptolitos), el ordovício reconocido en el Perú pertenece totalmente al ordovícico superior (pisos de Llandeilo y de Caradoc). Según esto, podría parecer, que la transgresión no hubiese empezado sino en la segunda mitad de la época ordo-

vícica; pero quizá si existen igualmente partes inferiores no reconocidas por fósiles hasta la fecha.

Tampoco permiten los pocos afloramientos del ordovícico, conocidos hasta ahora, una indicación exacta sobre la extensión de esta transgresión en el Perú. Aparentemente continuan las rocas ordovícicas desde las Yungas de Bolivia, sin interrupción, hasta la región limítrofe peruana, al Noroeste; y los hallazgos aislados en los alrededores del Cerro de Pasco, casi mil kilómetros mas al N., atestiguan solamente que el mar se dilató por este lado. Probablemente el mar tenía una extensión aún mucho mayor y cubría la región de las Cordilleras setentrionales y orientales hasta la cuenca del río Amazonas; y el hecho de que no se conozca hasta la fecha vestigios seguros de estas regiones, tiene su explicación en las enormes denudaciones que hubo en la época del silúrico superior y también más tarde.

C. Devónico.

Entre los depósitos ordovícicos y la transgresión del devónico, existe en el Perú una laguna larga de tiempo, porque aquí se desconocen las rocas silúricas, exceptuando, tal vez, el extremo Sud. Indudablemente que en ese intervalo ocurrió un plegamiento de las rocas hasta entonces formadas, pues las pizarras y cuarcitas ordovícicas parecen, en general, regionalmente más metamorfoseadas que los sedimentos devónicos que son más blandos. De los datos del devónico en el Perú y la vecina Bolivia, se sabe que descansa a menudo sobre el ordovícico, aparentemente en concordancia; pero un plegamiento y más tarde una denudación y descomposición posterior deben explicar mejor la posición y el carácter de las capas devónicas. Queda en duda también si en el intervalo entre el ordovícico y devónico hubo una inyección de granito de mayor extensión, con la cual pudo estar en conexión, en el ordovícico, la existencia de filones de cuarzo aurífero que parecen no existir en el devónico. Tampoco se conoce en el devónico las ocurrencias filonianas de diabasas del silúrico, de modo que la intrusión de éstas pertenece también a ese intervalo.

La sorprendente homogeneidad de los sedimentos del devónico inferior (areniscas y pizarras pobres en cal) sobre una región tan

enorme que, dentro de la Cordillera, alcanza desde la Sierra de Perijá, en Colombia, hasta la Argentina setentrional y las Islas Falkland; y desde la Cordillera, por el Este, hasta las sierras de Buenos Aires, Uruguay, y del Sur y Norte del Brasil, permite suponer que al principio del devónico la parte más grande de Sud-América y junto con ella también la región de la Cordillera peruana, formaban una planicie de denudación en enorme escala.

Pero de la constitución de la zona costanera pacífica y de la Cordillera Occidental no sabemos nada de exacto; quizás allí pudieron existir otras condiciones, asi tal vez si se encontraron en una posición tan alta, que fueron inaccesibles a la transgresión.

Dentro de la Cordillera, el mar de la época devónica existió solamente durante la más antigua de las tres subdivisiones. Después siguió un período continental más extenso que comprendió todo el devónico medio, el superior y todo el carbónico inferior. Durante esta época los sedimentos existentes fueron ampliamente denudados, especialmente los devónicos y ordovícicos, porque sólo existen al Sur grandes restos continuos, mientras que en las demás partes de la región cordillerana, salvo pequeños restos, desaparecieron por completo. Esta enorme denudación admite la conclusión de que hubo procesos orogénicos notables y que no solamente fueron de naturaleza epirogenética, sino seguramente también orogenética, porque las capas basales del carbónico superior marino descansan aparentemente, en varios lugares, en discordancia sobre el paleozoico inferior, muchas veces, en transgresión, immediata sobre la formación filítica. Los detalles de este proceso de plegamiento, quedan todavía por dilucidarse.

D. Carbónico (y Pérmico).

Cuando al principio de la época del carbónico superior el mar entró de nuevo en la región de los Andes actuales, no solamente este distrito, sino también grandes partes de la masa brasilera debieron haber formado una planicie de denudación continua y extensa que se levantó sólo muy poco sobre el nivel del mar.

Unicamente así puede explicarse la propagación y la monotonía de los depósitos de mar bajo del carbónico superior y el carácter homogéneo de la fauna sobre grandes partes de los Andes medios y setentrionales y de una gran parte del Brasil. Es posible que la Cordillera Occidental y partes de la región costanera pacífica, estuvieran bajo condiciones diferentes, pues no se conocen aún depósitos marinos del carbónico superior, pero el yacimiento de hulla del carbónico inferior de Paracas, en la costa del Pacífico, indica más bien un suelo o país bajo, que una sierra. Es inadmisible pues hablar de que en aquella época existió una Cordillera como la actual o siquiera parecida; más bien una masa homógenea que se sumergía en un mar bajo constituyó grandes partes de la masa brasilera y de los Andes actuales. Esto seguramente no se produjo sólo por un levantamiento del nivel del mar, sino también por un hundimiento, porque en varios lugares (Cordillera peruana, cuenca del bajo Amazonas) ocurrieron erupciones de rocas eruptivas ácidas y básicas, y porque el espesor de los depósitos del carbónico superior varía considerablemente en diferentes lugares.

El mar carbónico, con fusulinas, andino-brasilero, debe haber tenido su continuación hacia el N y NO, porque sus sedimentos afloran en la región de Amotape con rumbo al Pacífico, y tampoco estan ausentes en Colombia.

El mar de esta época se transformó pronto en tierra firme intercalándose de nuevo — a lo menos en la región andina setentrional — un largo intervalo continental, que comprendió, en cuanto sabemos, no solamente toda la época pérmica sino también el triásico inferior.

Casi no sabemos nada de los sucesos habidos en el continente en este período; únicamente los sedimentos areno-arcillosos de carácter continental con *Voltzia*, encontrados aisladamente en el Perú central (y quizá en la región del Cusco), nos dan una ligera indicación de que hubo denudación, acumulándose sedimentos continentales de esa naturaleza en cuencas aisladas. Solamente la zona costanera del Pacífico podría ser una excepción, porque aquí los depósitos continentales de Paracas y Paita han sufrido aparentemente un plegamiento muy fuerte, mientras que los sedimentos más modernos, p. ej. del cretácico inferior y superior cerca de la

costa actual, parecen haber experimentado un plegamiento mucho menos fuerte. Si se comprobara esta posibilidad, entonces quedaría constatado para la masa extra-andina del Pacífico, una prehistoria diferente de la región cordillerana.

E. Triásico.

Todas las rocas triásicas de origen marino conocidas hasta la fecha en Sud-América, encuéntranse dentro de la actual Cordillera, pero están limitadas a pocas ocurrencias insignificantes y muy distantes (Sud y centro de Chile, Argentina media, Cerro de Pasco, valle de Chinchao, valle de Utcubamba). Todo el territorio situado al Este de la Cordillera, lo mismo que la parte de la Cordillera de Bolivia que sale hacia el Este (Altiplanicie), y su continuación en la Argentina setentrional y en el Perú meridional, están desprovistos de tales vestigios. Se puede suponer pues que estas partes formaron parte del continente durante la época triásica y que el mar triásico se extendía como faja estrecha solamente en la dirección de la verdadera Cordillera. Podemos reconocer con esto, y por primera vez, la disposición de un geosinclinal andino, es decir, de una faja estrecha de hundimiento, en la dirección de la sierra actual, faja que se destaca también en las épocas siguientes por hundimientos y levantamientos alternados, y que en comparación con la masa brasilera y la zona costanera del Pacífico, se distingue por una serie de sedimentos mesozoicos relativamente completa.

En cuanto a los escasos afloramientos de sedimentos marinos triásicos, diremos que permiten reconocer que el geosinclinal se formó por primera vez al principio del triásico superior (piso carniano), y que su extensión y contenido en fósiles, indican una continuación en dirección al NO y al Pacífico, mientras que al Este se extendían vastos y compactos territorios. Pero la inundación por el mar no duró mucho tiempo, pues los depósitos marinos del piso triásico más moderno (retiano) no se conocen en ninguna parte de Sud-América, pero, sí, los terrestres con restos de plantas, en diferentes partes de la Cordillera no peruana. Esta época significa pues para toda la América del Sud — y por eso también para la Cordillera — una fase continental pronunciada, que

explica, porqué los depósitos marinos anteriormente formados fueron destruídos otra vez en tan vasta escala, antes de que empezara la nueva transgresión marina del jurásico. Queda incierto con todo, si ocurrió, fuera de un levantamiento general, un plegamiento después de la deposición de los sedimentos cárnicos-nóricos y antes del principio de la transgresión jurásica. La denudación muy considerable, durante este intervalo, podría explicarse así muy bien; pero al parecer, siguen los sedimentos liásicos en concordancia sobre los triásicos.

F. Jurásico.

Al comienzo de la época jurásica se produjo una vasta transgresión marina, dentro de la zona cordillerana, pues conocemos depósitos marinos del liásico inferior, exceptuando algunas interrupciones, desde la Argentina media hasta el Perú setentrional, pero ninguna continuación más hacia el Norte, en Colombia. En el Perú, la inundación marina no duró mucho tiempo: tan sólo la época del liásico inferior y tal vez si liásico medio; después el mar se retiró otra vez, mientras que permaneció en las regiones cordilleranas de Chile y de la Argentina. En todo caso se intercala en el Perú, entre la deposición de las rocas del liásico medio y la del dogger medio (bajociano medio), otro período continental, pero no se sabe si durante este período hubo denudaciones de mayor o menor escala. La vasta propagación de rocas liásicas habla en contra de esta suposición y también en contra de una orogénesis mayor durante esta época. Una nueva transgresión del mar jurásico se puede reconocer dentro de la época del dogger medio. Aunque sus depósitos marinos, no los conocemos sino en pocos lugares de la mitad meridional de la Cordillera peruana, bastan para asegurar la entrada del mar en una parte considerable de la zona cordillerana. También ésta transgresión fué de poca duración, pues en el Perú central faltan por absoluto todos los horizontes más altos del jurásico hasta el portlandiano (titoniano). Sólo tal vez en el Sur volvió el mar en la época del dogger superior o con mas seguridad en el calloviano; pero no llegó al parecer a las regiones centrales y setentrionales, de modo que para la mayor parte de la Cordillera del Perú,

el tiempo entre el bajociano medio y portlandiano, debe ser considerado como período continental.

Debe haber sido también ésta una época de muy considerable denudación, porque las capas jurásicas anteriormente existentes, sobre todo las del dogger, fueron destruidas casi en todas partes, y el proceso debió ser formentado por un débil plegamiento; pero no se conoce el subestrato del portlandiano, que más tarde transgredió, y no se sabe por eso si está superpuesto al liásico, o tal vez a capas más viejas, en concordancia o en discordancia.

La transgresión del portlandiano abarcó esencialmente una zona media de la Cordillera media y setentrional del Perú, mientras que no sabemos nada seguro sobre su extensión en la Cordillera meridional.

Las faunas del liásico, dogger y portlandiano, tienen una identidad muy sorprendente con las de Europa y Centro-América (México), de modo que la suposición de una conexión es inevitable. Mas esta conexión no puede haber existido directamente, al parecer, sobre los Andes colombianos, porque faltan allí como en el Brasil todos los sedimentos marinos del jurásico; pero pudo ser en cambio indirecta, por la parte ecuatorial del Pacífico.

G. Cretácico.

La transgresión marina del portlandiano fué solamente de poca duración. Allí, donde ella parece más manifiesta, es decir en las partes centrales de la Cordillera setentrional, se levantó pronto tierra firme; pero el proceso de hundimiento que había causado la deposición de los sedimentos portlandianos no solamente continuó, sino que se extendió también sobre otras vastas regiones cordilleranas. De ello resultó que el mar pudo entrar en la región que se hundió únicamente en pocos sitios, de modo que la cuenca se rellenaba menos con depósitos marinos, que con arenas y arcillas terrestres. De cuando en cuando el hundimiento aminoró considerablemente o bien dejó de existir, y durante tales épocas una vegetación forestal exuberante pudo cubrir permanentemente los terrenos bajos así formados, dando lugar a la formación de los yacimientos de carbones autóctonos durante el neocómico. El máximum del hundimiento, puede ser calculado en

1000 m, en cifra redonda. Solamente en algunas regiones limitadas, el mar rellenaba la cuenca (p. e. en la zona de Lima); pero la cercanía del continente se hace sentir también aquí por la intercalación entre los sedimentos areno-arcillosos de origen marino de delgadas capas con plantas.

Pasado el neocómico, el hundimiento continuó y el mar del barremiano progresó paulatinamente en transgresión sobre el continente de la época neocómica, depositándose sedimentos areno-arcillosos, pero también calcáreos con una fauna de agua salobre hasta marina. Ahora bien la actividad volcánica, que había sido cesado aparentemente en el Perú, después de la época carbónica, renació intercalándose las masas deyectivas de rocas básicas, bajo la forma de tobas, entre las capas del barremiano o de filones-capas básicos entre estas y los sedimentos neocómicos.

Hacia el fín del barremiano se había producido un equilibro entre las regiones que anteriormente estuvieron bajo condiciones distintas, como se puede averiguar por el hecho, de que una caliza organógena de mar bajo, la caliza con caprotinas, pudo extenderse sobre la mayor parte de la Cordillera como depósito muy homogéneo, no solamente en el Perú, sino también al Norte de Chile y de Venezuela.

En las épocas siguientes o sean del aptiano y albiano, el hundimiento y el relleno continuó en la región cordillerana con depósitos marinos, a pesar de que la variación de las rocas y faunas indican ciertos cambios de naturaleza subordinada. Pero con el aptiano, parece que concluyó también la homogeneidad de la inundación marina en la Cordillera, pues los pisos cretácicos más modernos, llevan casi exclusivamente en el Perú, tipos de animales que coinciden con los del hemisferio setentrional (Venezuela, México, región mediterránea) o del Norte del Brasil, mientras que la región sudandina de Patagonia tiene un carácter austral muy pronunciado.

Los depósitos de las épocas cenomaniana y turoniana, son al parecer poco potentes y algo incompletos en el Perú, é indican el término de una desecación temporal. Las faunas tienen

además conexiones con los del SO de Europa, Africa y Norte del Brasil.

La última transgresión puramente marina del cretácico, principia con el senónico inferior (coniaciano), que se compone de una serie de capas muy potente y variada, hasta la fecha sólo observada con seguridad en la parte setentrional de la Cordillera peruana. Por el momento no se puede pues decir si ella pasó también a la mitad meridional. Su rica fauna no deja reconocer ninguna relación con las faunas senónicas de Patagonia y Chile, pero si con las que se han encontrado en Venezuela, México, Africa del Norte y Sud de Europa.

Junto con el retiro del mar de la época del senónico inferior en la región cordillerana, o immediatamente después, principia la primera gran fase de la formación de la sierra actual. Destacándose este período del plegamiento en la Cordillera del Perú, con especial claridad, lo designaremos con el nombre de «plegamiento peruano». La gran cuenca de sedimentación, en la cual se habían acumulado con interrupciones temporales los depósitos marinos mesozoicos, fué sometida, probablemente, aunque no en toda su extensión, a un plegamiento fuerte que originó al mismo tiempo un levantamiento de una cadena de montes (cordillera), que por lo que parece nunca se elevó mucho encima del nivel del mar, pues junto con el levantamiento de la sierra empezó en seguida la denudación y erosión de ella, y las rocas de la superficie que habían sufrido una descomposición profunda, fueron barridas en vasta escala.

Al finalizar el cretácico, partes bastante extensas donde se elevan hoy día las Cordilleras, se cubrieron por última vez con aguas. Se limita esta invasion nueva a una depresión marginal al oriente de las Cordilleras y en una faja muy larga, la cual comprende la parte NO de la Argentina, Bolivia con inclusión de la altiplanicie interandina y las partes orientales de las Cordilleras del Perú y Ecuador, con aparente continuación hacia el Brasil. En ésta cuenca se juntan los productos de descomposición y denudación de la época continental anterior, formando en su mayoría areniscas, arcillas de color rojo, conglomerados y además, aunque secundariamente, calizas con restos de organismos del mar,

aguas salobres y dulces o de los continentes. Se trata de la «formación de Puca» o «formación petrolífera» de los geólogos argentinos.

Parece que esta transgresión no penetró en la parte occidental de la Cordillera porque en los valles longitudinales se depositaron primero los sedimentos continentales de la formación del Rimac inferior y más tarde se formó el piso superior esencialmente volcánico sin que hubieron dislocaciones en gran escala. El plegamiento peruano ocurrió probablemente pues en los tiempos más modernos del senónico, mientras que la deposición del piso del Rimac se produjo quizá al fin de la época cretácica o a principios del terciario (paleocénico).

H. Terciario.

La segunda fase mayor de plegamiento, principió después de la deposición de la formación del Rimac, como queda manifiesto por el plegamiento y la compresión muy fuertes, que ella ha sufrido en ciertos lugares. A esta segunda fase de plegamiento denominaremos «incaica». Cierto es que cae dentro del terciario inferior, pero es difícil fijar exactamente el momento de su principio. Según el estado actual de nuestros conocimientos, podemos clasificarla, sólo muy en general, como eogénica. Si se supiera, en qué relación está con los depósitos marinos eocénicos — oligocénicos — de la región de Amotape (si ha precedido ó seguido a estos), entonces se podría decidir si ella fue paleocénica ú oligocénica, pero aparentemente hay fundamentos que favorecen ambas interpretaciones. Las dislocaciones extraordinariamente fuertes de la formación eocénica de Amotape en bloques (que tal vez no son otra cosa que manifestaciones de un plegamiento), hablan en favor de la idea de que había también en la vecina región cordillerana plegamientos fuertes sincrónicos con ellas. Suponiendo esto, el plegamiento incaico cabría dentro del oligocénico. Por otra parte, la formación de Amotape hace la impresión — sobre todo al Sud de Lima, donde está desarrollada como «formación de Pisco» — que el mar del oligocénico medio y superior hubiese pasado en transgresión sobre la margen interior hundida de la Cordillera ya formada en sus partes esenciales, y en este caso el plegamiento incaico ha debido ser más viejo: paleocénico o eocénico inferior.

Según informes de IDDINGS y OLSSON (1928), en el terreno de Amotape y durante la época neozoica, además de pequeñas fases de disturbios se han presentado dos grandes períodos de dislocaciones.

El primer período tuvo lugar entre el eocénico medio y el eocénico superior, y se muestra en forma de una inclinación de las capas (o también en plegamiento), y solevantamiento de los pisos más antiguos del terciario, seguidos de una importante erosión y denudación general. Es por eso que el eocénico superior transgrede en discordancia sobre el eocénico medio denudado, y también se superpone a otras capas mucho más antiguas. Tal vez, cae en este mismo período el plegamiento incaico de la Cordillera (p. 311).

La segunda fase de dislocación ocurre en el miocénico superior (o pliocénico inferior), y corresponde a los acontecimientos que en la Cordillera se han denominado «plegamiento quichuano» (p. 310).

Cenizas volcánicas se encuentran en el terciario de la costa y en dos horizontes: en la formación de Chira, del oligocénico inferior y en la formación de Tumbes, del miocénico superior. Este último horizonte es de la misma época que las erupciones rioandesíticas recientes de la Cordillera, las que precedieron al plegamiento quichuano (p. 215). Los depósitos de cenizas del oligocénico inferior denotan, tal vez, erupciones que están en relación con la penetración de las rocas granodioríticas eogénicas de profundidad de la Cordillera (p. 299).

Pero cualquiera que sea la posibilidad y lo que pensemos, lo cierto es que cae en la época eocénica otro acontecimiento de grandes efectos, que resulta de importancia fundamental para comprender el estado actual. En la orilla pacífica de la Cordillera, faltan absolutamente (fuera de la región de Amotape) depósitos marinos del senónico y del paleocénico, y de ahí debemos sacar la conclusión de que en éstas épocas el continente se extendió mucho más en dirección hacia el Pacífico que hoy día. Es al fin del eocénico inferior que, en la región de Amotape y quizá también en el Perú meridional, principia la transgresión marina. La anterior faja continental pacífica, que pudo ser estrecha

o ancha, debe pues de haberse hundido y este hundimiento tuvo una dimensión muy grande, desde el eocénico hasta hoy día, pues en lugar del continente hundido hállanse actualmente muy grandes fondos marinos hasta mas de 4000 m de profundidad, como son las fosas submarinas alargadas de Lima y Arica.

Pero enormes procesos de hundimiento se pueden también reconocer en la época eocénica, por el espesor importante de los sedimentos marinos eogénicos, que llega hasta 6000 m y que se compone en su parte superior, de depósitos de mar poco profundo. Por hundimiento parcial de la zona costanera pacífica, que denominaremos «la masa de la costa pacífica», se produjo pues asi, probablemente por primera vez, un cuadro totalmente parecido al estado actual, es decir, un declive rápido occidental dirigido hacia el cercano océano. Una consecuencia inevitable de este fenómeno fué el acortamiento de los desagües de la sierra dirigidos hacia el Oeste, cuyas regiones bajas habían desaparecido por hundimiento. La pendiente de los desagües de la Cordillera aumentó por eso enormemente y por consiguente los valles tenían que profundizarse. Así resultó el sorprendente contraste entre los valles transversales cortos, escarpados de la falda occidental y los valles largos con mucho menos caída de la falda oriental que, como todos los valles longitudinales del país, tienen una dirección parte en ángulo agudo con el eje de la sierra, o sea que forman también valles transversales por cortos trechos sólo reconocibles con claridad en porciones reducidas de su recorrido o en los afluentes laterales. Como los hundimientos de la costa pacífica han continuado durante la época terciaria y están continuando probablemente todavía hoy, el relieve total se ha acentuado cada vez más en este sentido.

Después del plegamiento incaico de la época eogénica, ha ocurrido probablemente la inyección de la mayor parte de las rocas andinas bajo la forma de granodioritas y rioandesitas, pues por todas partes penetran ambas en la formación del Rimac, cualquiera que sea el lugar donde se encuentren, revelando así ser más modernas que ella. Por otra parte, las rocas andinas no cruzaron, en cuanto sabemos, los depósitos continentales neogénicos del Perú que fueron depositados en valles y bajos que coinciden

muchas veces con los cauces de los valles actuales, como p. e. en el Callejón de Huailas. Estos surcos de valle, son manifiestamente más modernos que la inyección de las rocas andinas y la metamórfosis de los sedimentos que las envuelven. Además no se observa en las rocas andinas mas que alteraciones mecánicas insignificantes y siempre localmente limitadas, lo que se puede explicar sólo por la suposición de que fueron inyectadas después del último plegamiento general (plegamiento incaico) y no antes. Pero no por eso ha podido dejar de suceder que algunos lacolitos rioandesíticos se inyectaran todavía en la época del neogénico originando filones metalíferos, como pasa en el cerro de Potosí de Bolivia en donde los filones metalíferos penetran en las rocas con plantas neogénicas.

Es verdad que con el plegamiento incaico y con la inyección de las rocas andinas, que siguió inmediatamente en el eogénico, fueron creados los rasgos principales del actual relieve de la sierra; pero sucesos posteriores lo han cambiado fuertemente varias veces. Muchos ríos son también más viejos que el plegamiento incaico, pero no es menos cierto que los surcos de los ríos existentes fueron modificados repetidas veces, mientras que otros conservaron en lo esencial sus cursos, transformándose al levantarse la sierra, en valles transversales, como p. e. el curso inferior del río Marañón (D. 3/4, E/F. 3), del río Santa (D. 7) y del río Mantaro bajo (H. 10/11) y otras partes de algunos valles.

Al principio de la época neogénica la sierra parece haber tenido solamente una altura media, de 2000—2500 m, a causa de la fuerte denudación. Formáronse entonces en los valles — comparativamente mucho más bajos que los valles actuales — los liñitos y los sedimentos no volcánicos del neogénico inferior que han rellenado considerablemente varios valles que tienen forma de cuenca. Pero los efectos de las explosiones volcánicas de tiempos más modernos, eran al mismo tiempo mucho más fuertes y de mayor alcance y no solamente rellenaron más aún los valles existentes, sino que cubrieron también las partes más altas de la Cordillera Occidental (sobre todo en el Sud) con depósitos potentes de toba que escondieron por completo el relieve existente,

modificando también el curso de los ríos. Es de suponer que estos sucesos acontecieron al fin de la época miocénica. Con las erupciones de este período, la actividad volcánica desapareció en la mayor parte de la Cordillera peruana y solamente en la parte meridional, más o menos al Sud del grado 15º lat. S., renació otra vez en la época cuaternaria y continúa todavía actualmente aunque de un modo muy debilitado.

El último plegamiento, claramente reconocible, ocurre en la parte superior de la época del neogénico, probablemente en el pliocénico inferior, pues los depósitos continentales neogénicos, atribuídos aquí al miocénico, permiten reconocer casi generalmente una inclinación y hasta un plegamiento claro, si bien por lo común sólo débil, como p. e. en la cuenca de Ayacucho (Gerth 1915). Ellos están también cubiertos en discordancia por depósitos cuaternarios. Esta fase del plegamiento pliocénico, la distinguiremos bajo la denominación de la "quichuana". Ha cambiado menos profundamente la constitución existente, que los plegamientos anteriores, y exceptuando dislocaciones locales más fuertes, ha causado sólo una suave ondulación o posición oblicua de las capas. Quizá también son sincrónicas con las dislocaciones, que en la región de Amotape conmovieron los sedimentos marinos miocénicos, causando una estructura en bloques. Tal vez tuvieron también lugar tales dislocaciones verticales dentro de la Cordillera, pues aunque no han sido constatadas en detalle, las compresiones y destrucciones en zonas estrechamente falladas, (Verruschelung) observadas aisladamente en las granodioritas, como p. e. cerca de Corongo, deben pertenecer con probabilidad a esta fase de dislocaciones.

En cambio se sabe, muy poco de las intrusiones de rocas plutónicas, que posiblemente siguieron a este plegamiento, asi como de la masa principal de granodioritas y rioandesitas posteriores al plegamiento incaico. El ejemplo ya mencionado del Cerro de Potosí, nos enseña cómo la dacita portadora de mineral, es aparentemente más joven que los sedimentos plegados, con plantas del neogénico inferior y que tales intrusiones tuvieron lugar en el pliocénico. La misma posibilidad existe también para fenómenos iguales en el Perú. Luego pues si las dacitas y

riolitas que contienen minerales de estaño, están relacionadas (no solamente por su génesis, sino también por su edad) con las granodioritas de la Cordillera oriental boliviana, que contienen igualmente estaño, — lo que parece probable — estas resultarían igualmente pliocénicas y lo mismo pasaría con varias granodioritas situadas en el S E de la Cordillera peruana que pueden según esto tener la misma edad.

J. Cuaternario y morfología de la Cordillera.

Literatura: Bowman 1909, 1916. Gerth 1915. Gregory 1916. Mc Laughlin 1925.

Al último plegamiento general reconocible de la época pliocénica, siguió una nueva denudación y peneplenizacion de la entera región cordillerana, creando un relieve muy diferente del actual, si bien los restos de él se pueden reconocer todavía claramente por su aspecto.

La región ocupada hoy día por la Cordillera debemos figurárnosla en aquella época, bajo la forma de un escudo largamente extendido y poco abovedado, con alturas medias, en su superficie más elevada, entre más ó menos 2000 m y 2500 m, alturas a que probablemente estuvieron entonces las Cordilleras principales del Este. Sobre este plano suavemente ondulado, cortado solamente por valles poco profundos, se levantaron cordones aislados de mayor altura, como la Cordillera Blanca. Los ríos actuales tenían ya a grandes rasgos, los cursos actuales, solamente que los desagües del Oeste de la Cordillera occidental llegaban mucho más al Oeste de la costa pacífica hoy día sumergida en su mayor parte. Las altiplanicies casi llanas de la sierra, hoy solamente cubiertas con grama rala, que se extienden entre los valles mayores en alturas de 3900—4200 m y que se llaman Puna o Jalca, son los restos de la planicie de nivelación pliocénica, que casi en todas partes corta todas las estructuras más viejas del subsuelo y que muchas veces fué solamente poco alterada por la erosión posterior (lám. IX, Fig. 1, 2).

Mc Laughlin denominó este estado, **episodio de Puna**; Bowman lo llamó «post-mature topography» y Gregory (1916) lo llama «penillanura incáica» haciendo remontar su origen hasta el fin de la época mesozoica (!).

Durante los períodos pliocénicos y cuaternarios, cuatro factores especiales han causado la transformación del relieve del episodio de Puna al estado actual:

a) El levantamiento continuo de toda la región cordillerana — exceptuando algunas interrupciones — que obligó a los ríos a profundizar sus cauces cada vez más y que modeló los contornos actuales de los cerros de la planicie de la Puna.

b) El hundimiento continuo de la zona costanera pacífica hasta las importantes profundidades de 4000 m y más, lo que acortó los valles de los desagües occidentales dándoles también más declive.

c) La formación de volcanes situados en la parte más meridional de la Cordillera occidental, que creó una región de carácter diferente.

d) La glaciación cuaternaria, que imprimió a las alturas de más de 4000 m (en cifra redonda) un relieve glaciar y que llenó las partes más hondas de los valles con morrenas y terrenos de acarreo.

a. El levantam ento de la Cordillera.

La Cordillera no sufrió, de ningún modo, un levantamiento continuo desde el pliocénico, sino que se interrumpió o fué reemplazado a veces por un hundimiento temporal. Eso está fuera de duda, porque las terrazas marinas cuaternarias permiten reconocer entre los levantamientos, por lo menos cuatro fases mayores de parada — reposo — o de hundimiento que coincidieron con la formación de los «tablazos» (p. 256—266). También todos los valles mayores reflejan estos procesos alternados con claridad, pues sus laderas no indican de ningún modo un declive ininterrumpido e igual, sino que están escalonadas según una ley. Sobre esta base Mc LAUGHLIN distingue en el Perú central y después del episodio de Puna, los estados siguientes:

1. El estado de Junín: un levantamiento no muy fuerte, seguido de un descanso largo, durante el cual los ríos profundizaron sus cauces. Se formaron algunos valles anchos de pequeño declive con flancos poco inclinados, como p. e. la Pampa de Junín al S E de Cerro de Pasco (F. 9/10.).

2. El estado de Chacras: un levantamiento más importante que el primero y que profundizó los valles por unos 300—500 m; en la parada que siguió, éstos, que originariamente tenían caracter de garganta de montaña, se ensancharon y se formaron suelos anchos con débil inclinación, que sucedieron a los flancos escarpados. La profundización de los valles, que se inició con el relevantamiento, despedazó esos suelos de valle; y se ven todavía hoy muchas veces sus restos, existentes como planos poco inclinados a mitad de la altura de las laderas, especialmente en los valles más grandes y más anchos cortados en rocas blandas formando las terrazas de cultivos llamadas «Chacras».

3. Estado de Cañón: un último levantamiento, también de importancia, que obligó a los ríos a profundizar nuevamente sus cauces en el subsuelo y del que resultaron las quebradas angostas y hondas, en las que hoy corren los más de los desagües orientales, sobre todo en aquellas partes donde cortan y discurren entre rocas duras («Pongos»). Allí el suelo del valle no tiene a menudo más anchura que el mismo río y las quebradas son intransitables. Donde se ensancha el fondo del valle, queda tapado a menudo por anchos conos de deyección laterales, originados en parte, con seguridad, por las mayores precipitaciones de la última glaciación. Estos mismos conos de deyección están frecuentemente cortados y destruidos por los ríos actuales.

b. Hundimiento de la zona costanera pacífica.

Literatura: Dueñas 1925. Lissón 1900, 1918, 1922, 1924a. Stappenbeck 1927. Steinmann 1923. Stiglich 1922. Van de Wiele 1906.

Los contornos actuales y la composición geológica de la costa pacífica, como también el relieve submarino delante de ella, indican con seguridad hundimientos y derrumbamientos considerables, que tuvieron lugar durante la época terciaria y que probablemente continúan todavía hoy. Lissón ha sido el primero en haber hecho notar estos fenómenos, y otros exploradores han aceptado esa opinión. Comenzando por el Sur se puede distinguir los siguientes trechos diferentes, en los contornos de la costa y en la constitución del fondo de mar:

1. Arica-Caravelí (M. 17—J. 15). Costa varias veces ligeramente encorvada con dirección SE—NO; punta saliente que llama la atención al Sud de Ilo (L. 16) y carencia de islas antepuestas. Fondo de mar hasta de 2000 m, de una anchura de unos 100 km, con surcos de valles manifiestos hasta más de 1000 m de profundidad.

2 Caravelí-Paracas (I. 15—F. 12). Dirección de la costa SSE—NNO. Numerosas bahías entrantes y puntas salientes sin islas antepuestas. Fondo de mar hasta de 2000 m, de una anchura de 60 km aproximadamente, sin surcos de valles reconocibles.

3. Paracas-Illescas (F. 12—A. 4/5). Dirección de la costa SSE—NNO con muchas puntas salientes, en parte en forma de peninsulas. Pequeñas islas antepuestas hasta una distancia de 80 km más o menos de la costa. Fondo de mar bajo que llega a 200 m de profundidad a una distancia de 70 a 120 km de la costa. Varios surcos de ríos hondos hasta la profundidad de 300 m.

4. Región de Amotape. (A/B. 2— A/B. 5). Costa saliente en forma de península con dirección N—S y con tres bahías anchas, sin islas antepuestas. Fondo de mar con declive intenso hasta de 4000 m en un trecho de 50 km y con pocos surcos anchos y bajos.

Entre estos trechos se reconoce con la mayor claridad, el núm. 3, como zona recientemente hundida, pues su orilla occidental está hoy día caracterizada todavía por las islas Hormigas (E. 11) y Lobos (B. 5/6), las cuales por su constitución, de rocas cristalinas antiguas, son reconocibles como una conexión natural entre los dos estribos de Paracas e Illescas compuestos también por rocas cristalinas antiguas. Los surcos de ríos submarinos cerca de las islas de Lobos, bajan hasta más de 1000 m y cerca de las islas Hormigas hasta más de 3000 m; y como los valles de los ríos no se han formado sino durante la época terciaria, resulta que el hundimiento de la zona ancha delante del trecho núm. 3 debe de haber sucedido sólo durante o al fin del terciario superior. Así se explica que este trecho de la costa actual esté compuesto, sobre largas distancias, por sedimentos mesozoicos marinos y granodioritas terciarias, que en el trecho más meridio-

nal, núm. 2, aparecen solamente a cierta distancia de la costa, y que el terciario inferior marino, que caracteriza a los trechos limítrofes núm. 2 y núm. 4 haya desaparecido totalmente. El hundimiento de una zona de la costa con un ancho aproximadamente de 150 km, ha removido la base de erosión de los ríos hasta muy adentro en la misma Cordillera, acelerando la erosión y la denudación de la falda occidental de un modo tan eficaz, que la planicie de la Puna ha sido cortada profundamente hasta ser casi desconocible.

Menos patente, pero bien reconocible, es el hundimiento moderno frente al trecho núm. 1. También aquí el fondo del mar hasta de 2000 m, tiene un ancho de aproximadamente 100 km; y se encuentran al Oeste y al Sud de Mollendo (K/L. 16.) surcos de ríos sumergidos hasta más de 1000 m de profundidad y en el Morro de Arica (M. 17) mesozoico marino y granodiorita terciaria de la costa. También aquí falta el terciario inferior marino en la costa actual. Esto corresponde, en lo esencial, a las mismas condiciones que en el trecho núm. 3, aunque en escala algo más pequeña.

No puede considerarse como una casualidad, que justamente delante de los dos trechos núm. 1 y núm. 3 se encuentren los fosos submarinos más grandes, es decir, las profundidades del foso de Arica, que baja hasta más de 6000 m, y del foso de Lima que alcanza una hondura de casi 6000 m.

También en el trecho núm. 2, los contornos recortados de la costa prueban un derribamiento moderno; pero el fondo de mar bajo allí es más estrecho, el declive hasta grandes profundidades más igual y al otro lado del confín setentrional del foso de Arica se levanta, frente a Ica, una loma largamente extendida (la "loma de Ica") de unos 1000 m sobre sus alrededores que están a 4000 metros de profundidad. Aquí el derrumbamiento de la masa de la costa pacífica se ha realizado aparentemente en otra forma, de lo que aconteció más al Norte y al Sud.

Los contornos de la costa y la constitución geológica, aún deficientemente conocida, de la región de Amotape, difieren considerablemente de los demás trechos del literal y sólo discutiremos

sus modalidades en el párrafo sobre la constitución de la Cordillera.

Los hundimientos y derrumbamientos de la zona costanera pacífica, empezaron por primera vez en el eocénico inferior, cuando por un hundimiento muy importante y continuo fué posible el ingreso del Océano Pacífico y cuando pudieron depositarse unos sobre otros los sedimentos del eocénico (y también del oligocénico) en un espesor de 5000—6000 m. Parece que este hundimiento tuvo lugar en la mayor parte de la costa de entonces, a pesar de que solamente se puede reconocer sus vestigios en los trechos núm. 2 y 4 por los depósitos marinos del terciario inferior. El segundo período grande de hundimiento — después de un levantamiento precedente — ocurre al fin del pliocénico o al principio del cuaternario. En esta época se formaron los contornos actuales de la costa en sus rasgos principales y el mar cuaternario pudo inundar el continente en una estrecha faja costanera, depositando los tablazos durante varios levantamientos y hundimientos menores. A causa de estos hundimientos han desaparecido bajo el mar, no solamente partes de la misma Cordillera, sino también y especialmente por el hundimiento preeocénico grandes partes de la masa de la costa pacífica, compuesta esencialmente de rocas antiguas, que habían limitado por el Oeste la región geosinclinal a manera de faja de anchura desconocida.

c. Los volcanes del Sud.

Los volcanes no se encuentran sino en la parte meridional de la Cordillera Occidental, al Sud del 15° lat. S., en donde la sierra está coronada por un gran número de conos volcánicos cuya formación se produjo al fin del pliocénico y en el cuaternario. Se levantan asi hasta 2000 m sobre la planicie de la Puna, compuesta casi enteramente por tobas y cenizas del terciario superior, mientras estas mismas fueron denudadas en vasta escala en las partes setentrionales de la sierra durante la época pliocénica y especialmente también cuaternaria, conservándose solamente bien en el Sur. Eso se explica sobre todo — si bien no exclusivamente — por el hecho de que aquí los vol-

canes fueron superpuestos a la altiplanicie, formándose así una resistencia eficaz contra la denudación, resistencia que no existió en las partes setentrionales de la sierra.

A esto hay que agregar todavía, el considerable largo de los ríos Ocoña y Majes, cuyos nacimientos se alejan más de 200 km de la costa y de los cuales el río Majes ha captado probablemente afluentes anteriormente dirigidos hacia el NO del río Apurímac que desagua hacia el Norte (L. 14). También el curso superior del río Tambo (M. 15), dirigido hacia el Norte (M. 15), ha corrido antes probablemente hacia la cuenca del Lago Titicaca. Estas translaciones de ríos, apenas se dejan explicar por otra causa que rellenamientos y obstrucciones producidas por los volcanes recientemente formados.

El menor grado de la denudación de la parte meridional de la Cordillera Occidental, tiene además su causa en la escasa cantidad de las precipitaciones que recibe esta región actualmente, en comparación con las más setentrionales, fenómeno que también se produjo durante la época cuaternaria.

d. La glaciación cuaternaria.

El relieve de la sierra, con alturas que exceden de 4000 m, fué transformado por la glaciación cuaternaria, de la manera característica que se ha descrito en el párrafo sobre el cuaternario continental (p. 272) y esto debe de haber ocurrido principalmente durante la última época glaciar. Que los vestigios de glaciaciones más antiguas sean tan poco manifiestos, tiene sus razones probablemente en el hecho de que todavía durante la época cuaternaria la sierra se levantó por muchos centenares de metros. En la baja sierra, las glaciaciones anteriores fueron menos extensas y por eso es que la última y sus efectos han sido o destruidos u ocultados, con excepción de los ripios que llegaron a las partes inferiores de los valles.

Los cambios más sorprendentes debidos a la glaciación, se manifiestan quizá en la obstrucción de regiones fluviales más extensas y en la formación de los mayores lagos, como p. e. del Titicaca y el Junín. No se puede dejar de

concebir, y tampoco se ha comprobado hasta la fecha, la exclusión de sucesos tectónicos.

La siguiente reseña (p. 310—311) puede servir para dilucidar el cambio sumamente variado que ha sufrido la región de la Cordillera del Perú y las partes limítrofes de la zona baja del rio Amazonas como la masa de la costa pacífica, durante las épocas más modernas.

IV. La constitución de la Cordillera.

Literatura: Bosworth 1922. Bowman 1916. Douglas 1920, 1921. Gerth 1915. Iddings und Olsson 1928. Mc Laughlin 1925. Lissón 1924a, 1925a. Steinmann 1904, 1910, 1923.

La Cordillera de Sudamérica es una montaña de pliegues que en la parte peruana salta a la vista estar constituida claramente por pliegues quizá más grandes que en cualquiera otra parte, que está profundamente cortada en todas direcciones por muchos grandes valles, y que, con excepción del Sud, carece de altiplanicies continuas de gran extensión cuyas acumulaciones sueltas escondan la estructura del subsuelo, como sucede p. e. en la planicie interandina de Bolivia. Por otra parte, la escasez de la vegetación en las partes occidentales de la sierra, facilita el reconocimiento de su constitución.

En el párrafo destinado a la geología histórica, se explicó cómo en la región hoy día ocupada por la Cordillera y dentro de las diversas épocas geológicas, trascurrieron las más variadas fases de una historia sumamente llena de viscitudes. Repetidas veces ha sido teatro de levantamientos y hundimientos epirogenéticos, de transgresiones de mar y de condiciones continentales, de plegamientos orogéneticos y despedazamientos, y de sucesos plutónicos como volcánicos; y con esto se exterioriza de la manera más pronunciada, lo particular de las regiones geosinclinales al igual que la inconstancia de sus condiciones geológicas. También el estado actual cae todavía dentro de este período de variabilidad, como lo demuestran los terremotos, los sucesos volcánicos y las terrazas marinas inclinadas del cuaternario.

Épocas	Sucesos epirogénicos y sedimentación	Sucesos orogénicos	Sucesos volcánicos y plutónicos	Sucesos climatéricos y morfológicos	
(Aluvial)	Llanura de Salina	Dislocaciones orogénicas débiles en la región de la costa (?)	El volcanismo disminuye paulatinamente	Estados de retroceso de la última glaciación	Estado de Cañón
	Hundimiento y abrasión — Tablazo de Negritos			Última glaciación (morrenas, ripios, lagos etc.)	Levantamiento y profundización de valles
	Levantamiento			Intervalo entre dos glaciaciones (Interglaciar) (?)	Estado de Chacras
Cuaternario	Hundimiento y abrasión — Tablazo de Lobitos		**Volcanes** en el Sud de la Cordillera Occidental	Época glaciar (?)	Levantamiento y profundización de valles
	Levantamiento			Intervalo entre dos épocas glaciares (?) (Interglaciar)	Estado de Junín
	Hundimiento y abrasión — Tablazo de Talara			Época glaciar (?)	Levantamiento y profundización de valles
	Levantamiento			Preglaciar (?)	
	Hundimiento y abrasión — Tablazo de Máncora				
NEOGÉNICO — **Pliocénico**	Piso de Pebas (?), salobre en el Marañón inferior	Levantamiento		Denudación y nivelación general	
	Transgresión del piso de Sechura	**Plegamiento quichuano**		**Episodio de Puna** (Penillanura incaica)	
	Levantamiento				
	Cordillera Oriental cubierta por brechas y tobas volcánicas potentes		**Erupción de tobas y brechas rioandesíticas** en la Cordillera Occidental		
	Hundimiento		También lacolitos con filones de minerales metálicos (?)		
Miocénico	Depósitos areno-arcilloso-conglomerádicos en cuencas con liñito y plantas terrestres			Clima preferemente cálido y húmedo	
	Formación marina de Zorritos en la región pacífica de Amotape				

Siguen los hundimientos en la fosa pacífica (?)

EOGÉNICO	**Oligocénico**	**Piso de Heath** Piso de Máncora Piso de Lobitos Piso de Negritos	**Plegamiento incaico**	**Intrusiones enormes de granodiorita y rioandesita**	
	Eocénico	Hundimiento y transgresión marina de la region pacífica **Derrumbamiento de los Chimu-Andes y hundimiento de la masa de la costa pacífica**			Clima cálido
	Paleocénico	**Formación del Rímac** superior volcánica **Formación del Rímac** inferior no volcánica de la Cordillera central	**Plegamiento incaico**	**Intrusiones enormes de granodiorita y rioandesita** Erupciones de brechas y tobas porfiríticas en el Perú central	
CRETÁCICO SUPERIOR	**Cretácico más moderno** (pisos daniano y maestrichtiano	Transgresión y regresión de la **formación de Puca,** salobre al S E de la Cordillera **Denudación** profunda en la Cordillera y descomposición roja			Clima cálido
		Levantamiento y regresión del mar de la región Cordillerana	**Plegamiento peruano** (ólo en la cordillera Occidental(?)		
	Senónico inferior (Coniaciano y Santoniano(?)	**Sedimentos marinos** potentes de naturaleza calcáreo-arcillosa **Hundimiento** y transgresión			

De este geosinclinal andino nació la actual Cordillera, como montaña de pliegues de constitución normal o andina. Su particularidad, en comparación con las montañas de pliegues de constitución alpina, se manifiesta en el hecho de que los depósitos marinos de épocas más modernas sobre todo mesozoicas, muestran una homogeneidad sorprendente en extensas áreas, que contrasta con el continuo cambio de facies en un mismo piso en los geosinclinales alpinos. Faltan además entre las rocas mesozoicas (y también las paleozoicas?) depósitos genuinos de los grandes fondos que hay en aquella, y tampoco se encuentran las inyecciones ultrabásicas de los períodos modernos que allí se intercalan. También se destaca la constitución de los pliegues de la Cordillera, por su regularidad y por su relativa sencillez en contraste con la constitución de cobijaduras de las montañas de pliegues del tipo alpino. El acercamiento del tipo andino es mucho menos intenso y pequeño su transporte horizontal. De otro lado falta, en las montañas alpinas, la abundancia y variabilidad de los sucesos plutónicos y especialmente volcánicos que son propios de la Cordillera Andina.

A. Constitución de los pliegues.

Esta se ofrece bien visible en todas partes, pero con especial claridad en la parte media de la Cordillera del Perú, como p. e. a la latitud Lima — Chanchamayo (F/G. 11, perfil 1 del mapa), donde faltan los valles longitudinales hondos, y los valles transversales de los ríos Rimac y Chanchamayo han cortado profundamente la sierra. Aquí se ven, en la zona costanera, entre S. Lorenzo y Lima, que los sedimentos cretácicos están solamente poco abovedados, buzando hacia el Este bajo la ancha zona de granodioritas, que cercana a la costa parece penetrar en la mayor parte de la Cordillera. En el valle de Matucana, en el cual los sedimentos aparecen todavía visibles, inclusive los estratos de la formación del Rimac, se observa ambos fuertemente plegados y comprimidos, si bien a veces y localmente con solo un ligero abovedamiento. Es verdad que no faltan de ningún modo penetraciones de rocas eruptivas más modernas, pero por su extensión son relativamente de mucho menor importancia que los sedimentos.

Esta zona de plegamiento más fuerte, alcanza hacia el Este, hasta más o menos la línea del Marañón, caracterizada por el valle longitudinal de este río (D. 5—F. 8) y su continuación recta al Sudeste. Esta línea se extiente por el Norte, a una distancia de cerca de 200 km de la costa, que llega a más o menos 250 km por el Sur.

En ella están desarrollados los tipos más variados del plegamiento, desde la ondulación baja hasta los pliegues parados, fuertemente conprimidos y los sobrescurrimientos de poca o mucha inclinación pero siempre de extensión moderada.

Obsérvase p. e. ondulación baja, en los perfiles del carbónico entre el Huayaga y Marañón (F. 8.—Fig. 35, p. 41), en el carbónico y mesozoico de los perfiles de la región del Cerro de Pasco (F. 9, Fig. 229 p. 191, Fig. 226, p. 183) y tampoco faltan en el Sud, como demuestra el perfil (Fig. 32, p. 37) al Norte de Ayacucho (H. 11).

También se levantan varias veces los pliegues en bóvedas regulares, paradas, de mayor o menor extensión como p. ej. entre Yauli y Carahuacra (J. 10.—Fig. 155 p. 135) y en el confín meridional de la Cordillera Blanca entre Huayanca y Recuai (E. 8., lám. II, Fig. 2).

Pero en determinadas zonas, la compresión ha sido mayor y las bóvedas son más agudas, como cerca de Torres (E. 8—Fig. 123, pag. 113) o en la formación del Rimac en el valle superior de Matucana (Fig. 228 p. 185), hasta que al fin el núcleo de la bóveda se pone casi vertical, estando entonces los estratos blandos más fuertemente teñidos como cerca de Torres (lám. II, Fig. 1), o en la quebrada de Quitacalzón, cerca de Huayanca (Fig. 122, p. 112).

Pero generalemente resulta también una cierta inclinación de los pliegues, aun cuando estén débilmente comprimidos, y en este caso los anticlinales se recuestan de lado. Entre los numerosos casos, haremos mención de los pliegues angostos del neocómico de Huayanca (F. 8.— lám. III Fig. 1) o de la región de granodiorita del cerro Huascarán (E. 8, Fig. 252, p. 238) y neocómico de Sayapullo (D. 8.— perfil 3 del mapa a la derecha). Con mucho frecuencia hemos podido constatar que los pliegues

se recuestan casi sin excepción hacia el NE y que los sobrescurrimientos tienen también ese mismo sentido.

Existen algunos casos excepcionales, donde los pliegues o sobrescurrimientos se recuestan débilmente hacia el Oeste y esto parece ocurrir más frecuentemente allí donde fueron inyectados por rioandesitas o granodioritas de edad terciaria. Esto se ve en los perfiles de la quebrada de Quitacalzón cerca de Huayanca (E. 8 Fig. 122, p. 112) y en el perfil cerca de Carhuás (E. 8, Fig. 124, p. 113).

Los pliegues fuertemente inclinados están siempre recostados hacia el NE, como se ve p. e. en el perfil del cretácico entre Sihuas y el Marañón (E. 7, Fig. 186, p. 154).

Fuera del plegamiento normal, son muy frecuentes los sobrescurrimientos en conexión con pliegues oblicuos. Están dirigidos sin excepción hacia el NE, y el plano del sobrescurrimiento tiene o un buzamiento fuerte, como entre Tarma y el valle del río Chanchamayo (perfil 1 del mapa) y en la parte superior del valle de Chicama (perfil 3 del mapa), o un buzamiento suave como en el valle de Cutamayo (Fig. 186, p. 154). Generalmente en esta forma anómala se tocan o están muy próximas capas de distintas edades, como p. e. el cristalino antiguo con el carbónico o liásico (perfil 1 del mapa), la filita con el carbónico (Fig. 36, p. 42), el portlandiano con el cretácico superior (Fig. 186, p. 154) y éste con el neocómico (Fig. 187, p. 155), un caso varias veces observado, o bien el neocómico con el aptiano (Fig. 269, p. 327).

Por repetición de tales sobrescurrimientos resultan, las estructuras imbricadas, que muestra en mayor escala la Fig. 36 (p. 42). Estructura imbricada en pequeña escala observó ya Mc Laughlin, en conexión con brechas de fricción, en el mayor sobrescurrimiento de los estratos cretácicos-carboníferos de la región de Oyón, al SO del Cerro de Pasco (Fig. 269, p. 327). Es de suponer que esta estructura imbricada hace a menudo aparecer el espesor de una serie de capas mucho mayor de lo que efectivamente es, como también parece el caso del perfil de Aguamiro a Huayanca (Fig. 187, p. 155), donde los estratos cretácicos aparentan tener un espesor enorme.

La extensión horizontal de los sobrescurrimientos, parece ser generalmente muy pequeña y allí donde buzan con un ángulo pequeño, se observa un cubrimiento de estratos más recientes por los más antiguos, sólo por trechos muy cortos de 0,5—1 km a lo más. Fenómenos que son muy comunes en montañas de constitución alpina, como cobijaduras sobrescurridas una sobre otra de grandes proporciones y acercamientos o cubrimientos de sedimentos que pueden ser depositados solamente en mares separados y lejos uno de otro, no parecen existir en lo absoluto no solamente en la Cordillera del Perú, sino también en otras partes de los Andes.

Sobrescurrimientos de buzamiento fuerte se toman fácilmente por simples fallas y son dibujados así en los perfiles por STAPPENBECK (en el perfil 3 del mapa); igualmente este explorador cree que las dislocaciónes son en parte sobrescurrimientos. Yo no he visto fallas seguras de gran extensión, a pesar de detallada y exacta observación, razón por la cual no puedo creer otra cosa; pero se las hace responsables del origen de varias cuencas mayores, como p. e. (por GERTH) de la cuenca de Ayacucho. Según BOWMAN, se observan en la falda oriental de la Cordillera meridional hundimientos considerables. En síntesis ha de ser tarea de nuevas y minuciosas exploraciones, constatar la importancia, al parecer escasa, de las fallas en la constitución de la Cordilleras.

Al Este de la línea del Marañón, el plegamiento es en general más suave y acaba por fin en la margen oriental de la sierra en una ondulación débil. Pero estas regiones están todavía esperando, casi enteramente, la exploración. Una diminución considerable del plegamiento se deja ver p. e. en el perfil de Balsas a Leimebamba al E del Marañón (fig. 265, p. 316), donde hacia el valle de Utcubamba los sinclinales y anticlinales son poco pronunciados y existe muchas veces una posición casi horizontal. En el Pongo de Manseriche (F. 3), desfiladero del río Marañón por una de las serranías exteriores, el cretácico constituye, según SINGEWALD (1927), un anticlinal parado, que en el Este se halla un poco sobrescurrido sobre el neogénico en posición horizontal (fig. 266, p. 317).

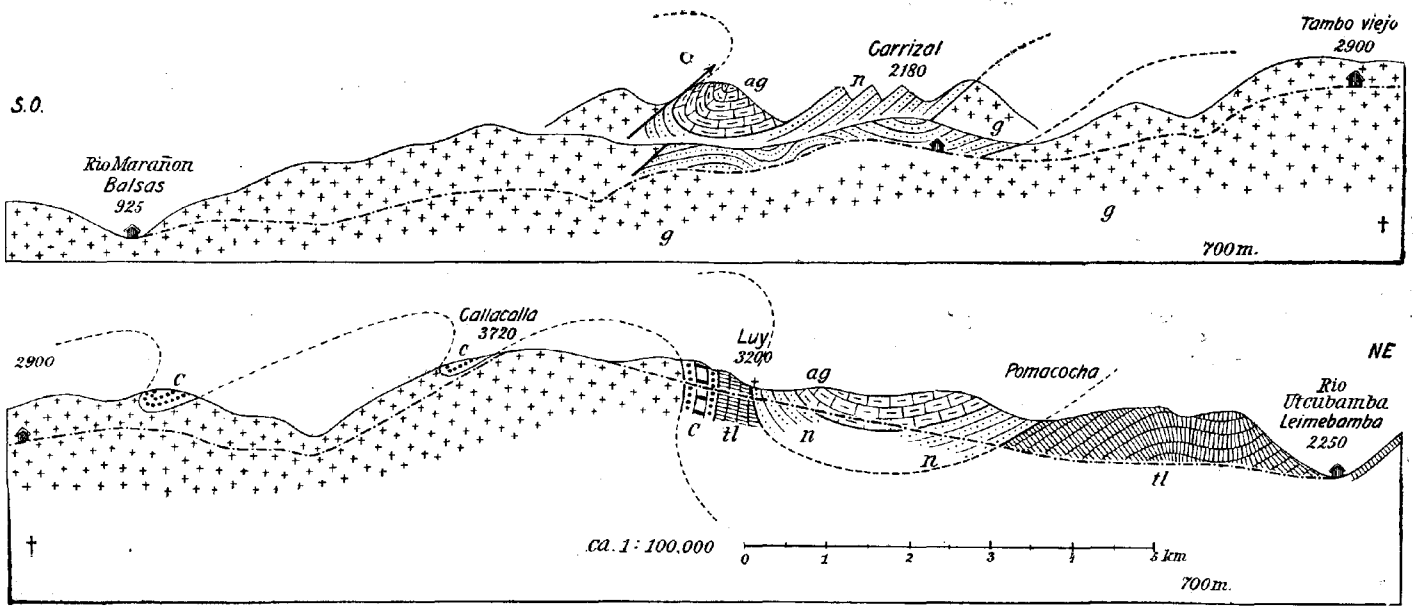


Fig. 265.

Perfil entre el río Marañón y el río Utcubamba (6º 50′ lat. Sud, D/E. 5).

g Cristalino antiguo (granito, gneis, esquistos cristalinos). *c* conglomerados y calizas del carbónico. *tl* calizas del triásico y del liásico. *n* arenisca neocómica. *ag* aptiano-albiano. — La línea punto-lineada (—·—·—·—), indica el camino seguido en nuestro viaje.

Nota. — En lugar de Callacalla léase Caya y Caya, en lugar de Luy, Yulli.

Según Douglas, en los alrededores del Lago Titicaca se hallan el devónico y el carbónico en pliegues también débilmente ondulados, mientras que los estratos jurásicos entre el lago y la costa del Pacífico están generalmente en posición parada (véase lám. I).

Según las investigaciones de Bosworth, la región terciaria de Amotape se compone de bloques removidos y dislocados uno sobre otro y con inclinaciones de 20°—30° (perfil 2 del mapa). Pero allí no existe una zona sencilla de hundimiento, sino que los sedimentos han sido levantados desde su posición originaria hasta cerca de 1000 m y escurridos hacia arriba o despedazados en trozos. Tampoco faltan fenómenos de plegamiento. Por esto se puede considerar esta estructura, no tanto como un efecto particular del plegamiento de la Cordillera en el período del plegamiento incaico, sino como una zona de derrumbamiento. Los mayores planos de desplazamiento tienen dirección E—O hasta ESE—ONO y los menores tienen direcciones normales a ella.

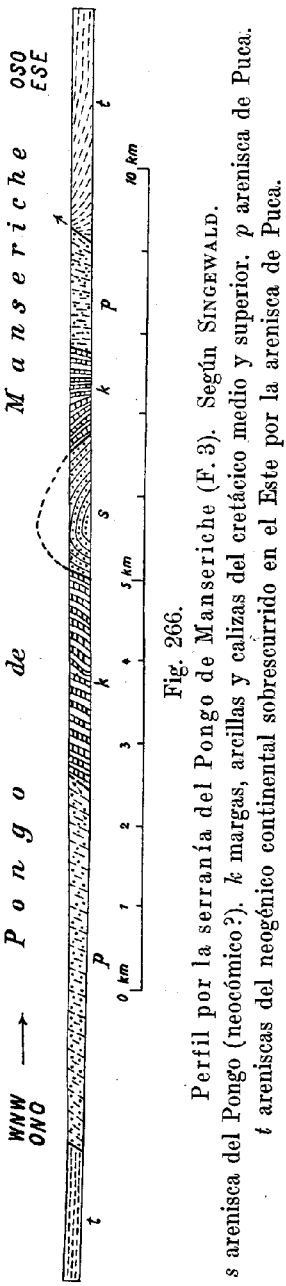


Fig. 266.
Perfil por la serranía del Pongo de Manseriche (F. 3). Según Singewald.
s arenisca del Pongo (neocómico?). *k* margas, arcillas y calizas del cretácico medio y superior. *p* arenisca de Puca.
t areniscas del neogénico continental sobrescurrido en el Este por la arenisca de Puca.

Según Iddings y Olsson (1928), la mayoría de las fallas y de los anticlinales en la parte NO de la región de Amotape (A/B. 2/3) corren SO—NE, es decir paralelas a la línea costanera de este terreno y perpendicularmente a la falla de Pananga y al rumbo de los Andes de Chimú (p. 323).

Verdaderas fallas en conexión con hundimientos, dominan con frecuencia en la constitución de la región costanera pacífica, pero como las partes hundidas están cubiertas por el mar, es difícil seguirlas. Los contornos recortados de la costa, bastan

por sí para asegurar de que existe una red complicada de fallas verdaderas; pero el hundimiento de la región costanera, sobre todo en dirección longitudinal, puede también ser causado por doblegamiento sin ruptura, que quedó escondido por el mar y por los sedimentos submarinos de épocas posteriores.

Resumiendo, puede decirse sobre la constitución de la Cordillera peruana, lo siguiente:

Fuera del extremo Norte y Sud, de cuyas condiciones especiales trataremos más adelante, forma la Cordillera una cadena de montañas de pliegues movidos, pronunciada unilateralmente hacia el NE y con diversos plegamientos que pasan a formar sobrescurrimientos cortos y estructura ímbricada. Se puede afirmar que no existe una constitución de cobijaduras de carácter alpino. El máximum de plegamiento se halla en una zona de más de 150 km de ancho que comienza a cierta distancia de la costa y está limitada aproximadamente hacia el Este por la línea del Marañón. Al E de esta línea disminuye el plegamiento, acabando paulatinamente hacia el antepaís de la región del Amazonas. Cerca de la costa, el plegamiento disminuye también considerablemente y por eso se puede distinguir de NE a SO, tres zonas de plegamiento paralelas a la dirección de la sierra:

a) una zona exterior con plegamiento moderado, sin sobrescurrimiento considerable y sin estructura imbricada,

b) una zona media de plegamiento máximo, con frecuentes sobrescurrimientos y estructura ímbricada; y

c) una zona interior con ondulación débil.

Júntase a esta última por el Oeste y como elemento extraandino, la masa de la costa pacífica, que junto con partes de la zona interior, está hundida en su mayor parte bajo el Océano Pacífico.

B. Las rocas eruptivas.

Las rocas eruptivas postjurásicas, forman parte considerable de la Cordillera, pero de ningún modo están distribuidas igualmente. Las erupciones de rocas básicas y medianamente ácidas

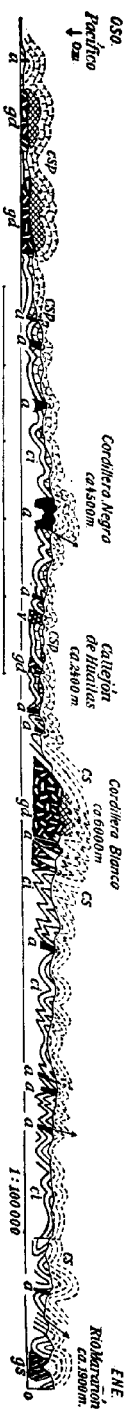
de la época del cretácico inferior y superior, incluyendo la formación del Rimac, se limitan a una zona que en lo esencial coincide con la zona media del plegamiento, pués no se las conoce en las Cordilleras, al otro lado del Marañón, ni en la faja costanera pacífica.

Los enormes batolitos y los numerosos lacolitos de granodioritas y rioandesitas de la época terciaria tienen, una delimitación semejante, y lo mismo sucede en las rocas volcánicas del terciario superior y aún cuaternario. Todas estas rocas faltan por completo en la región costanera — en cuanto se refiere a la masa pacífica — y solamente se ven en aquellos lugares, en donde a causa de derrumbamientos profundas, ciertas partes interiores de la Cordillera han sido transformados en costa, como acontece en el Perú setentrional o en la bahía de Arica, donde las granodioritas terciarias están bañadas por el mar. Pero del mismo modo las Cordilleras del Ultramarañón están prácticamente libres de las rocas eruptivas modernas, pues las estribaciones más orientales de la zona eruptiva central pasan solamente en uno que otro sitio la línea del Marañón bajo forma de filones de escasa importancia. Así pues, dejando el extremo Sud, la zona eruptiva continua de la Cordillera se limita a la zona media del plegamiento máximo, pero pasa sobre ella hacia el Oeste a la zona interior de ondulación débil, como lo indican las condiciones cerca y al Norte de Lima (perfil 1 del mapa), donde las granodioritas penetran en los sedimentos poco abovedados de esta zona y donde los filones aislados de andesita cruzan la bóveda del cretácico.

Las erupciones neogénicas y los sucesos volcánicos de la época cuaternaria, han tenido lugar exclusivamente en la Cordillera occidental, aunque las tobas y cenizas de estos últimos fueron desparramadas por un lado hasta la costa pacífica y del otro hasta el pié de la Cordillera del Illimani.

De este modo puede distinguirse tres zonas longitudinales en la sierra, de Este a Oeste y según la distribución de las masas eruptivas modernas:

1. una zona libre de eruptivas o amagmática, al E de la línea del Marañón;



WSW ONO

Perfil combinado de la Cordillera del Norte del Perú, entre el Pacífico y el Marañón, a la latitud del Callejón de Huaylas (más o menos 9° 50').

Fig. 267.

gs gneises y esquistos cristalinos y granitos de edad preslúrica. *ci* cretácico inferior. *cs* cretácico superior. *csp* cretácico o eogeno (formación del Rimac) en la facies porfirítica. Rocas eruptivas del terciario medio: *gd* granodioritas, *a* rioandesitas, *v* brechas y tobas de estas. — Nota: Las partes reconstruídas de la sierra, se han dibujado con puntos o sombreadas con lineas discontinuas diagonales. Escala 1:100000 (ó sea distinta de la indicada en el dibujo y que es 1:100000).

2. una zona abundante en eruptivas o magmática, que comprende la zona media de plegamiento y partes de la zona interior; y

3. una zona generalmente libre de eruptivas u opistomagmática (situada atrás de la zona magmática), que comprende la masa de la costa pacífica y partes de la zona interior de plegamiento de más o menos de igual anchura.

Dentro de la zona magmática se destacan dos zonas secundarias: una interior occidental y otra exterior oriental (véase fig. 267). Caben dentro de la occidental todos los grandes macizos de granodiorita (batolitos), que en el mapa geológico saltan pronunciadamente a la vista por su masa compacta y por su anchura que llega a 70 km. En la oriental se encuentran los numerosos macizos más pequeños, y a menudo continuos como las perlas de un rosario, asi como un número predominante de pequeños lacolitos de rioandesitas. Con estos está relacionada la mayoría de los filones de plomo, plata y cobre del país, y por esa razón esta zona es al mismo tiempo el distrito minero principal del país. Casi todos los yacimientos ricos y conocidos de minerales metálicos pertenecen a esa zona (véase STAPPENBECK 1926 hoja 1 y 3).

La zona occidental con sus enormes masas granodioríticas no deja de tener metales, aunque en mucho menor proporción que

la oriental. Así pués que pueden calificarse ambas zonas, como eumagmática (enteramente magmática) o pobre en metales y hemimagmática (medio magmática) rica en metales.

Cierta excepción de esta ley es la Cordillera Blanca (D/E. 7/8), pues se halla aproximadamente en el límite entre las regiones eumagmática y hemimagmática, y contiene varios batolitos mayores de granodiorita, que se elevan en el Huascarán hasta las imponentes alturas de más de 6500 m. (fig. 267, p. 320, lám. VI, fig. 2). Esta circunstancia discrepante quizá, se explica por el hecho de que aquí la región limítrofe de la sierra, en un tramo de unos 200 km, ha sido plegada mas especialmente en altura que su continuación al NO y SE en donde se ve solamente erupciones menores.

Los sucesos de plegamiento y magmáticos se encadenan pues del modo siguiente:

Masa de la costa pacífica	Cordillera				Escudo brasilero
	Zona de plegamiento interior	Zona de plegamiento medio	Zona de plegamiento exterior		
	Zona magmática				
	Zona opistomagmática	Zona eumagmática	Zona hemimagmática	Zona amagmática	

La constitución unilateral de la Cordillera, salta a la vista no solamente por el plegamiento, sino también por la distribución de las masas eruptivas modernas que han salido a continuación del plegamiento y que manifiestan de esta manera la existencia de una ley que parece regir también en otras montañas, como por ejemplo las de constitución alpina (Alpes y Apeninos).

C. Virgación de la Cordillera.

Las condiciones descritas imperaron en la mayor parte de la Cordillera del Perú que forma un cordón cerrado con rumbo regular de SSE—NNO y SE—NO, pero que en el extremo Sud y

en el Norte muestra diferencias en su constitución normal que complican su sencillez.

a) Extremo Sud. — Al E de la cuenca del Lago Titicaca, continuación de la zona de plegamiento exterior amagmática del Perú central con alturas entre 4000 y 5000 m, se levanta la sierra, principiando por la Cordillera de Vilcabamba y los nevados del Cusco (K/L. 12) con las enormes alturas de la Cordillera Real (o Cordillera de Illimani) de más de 6000 m, que se extiende desde el Nudo de Apolobamba (N/O. 13) y culmina en los cerros gigantescos, cubiertos con ventisqueros, de Sorata, Caca-Aca e Illimani. La constitución geológica de esta Cordillera difiere considerablemente, en cuanto sabemos, de la normal de la zona de plegamiento exterior, pues exceptuando la formación de Puca, de edad neocretácica, carece de todas las rocas mesozoicas, estando constituida casi únicamente por el silúrico, devónico y carbónico. Aquí ha sido incluída, por decirlo así, una parte del escudo brasilero cuyo caracter cordillerano se manifiesta por las potentes inyecciones de rocas granodioríticas, que constituyen varias veces las elevaciones más altas (Illimani). Como ya hemos dicho antes (p. 230 y 242), estas masas de granodiorita estanífera pueden ser solamente de edad terciaria, porque su continuación se encuentra hacia el Sud y Sudeste en las rioandesitas igualmente estaníferas, de la Cordillera de los Frailes que limita al Este la altiplanicie sin desagüe de Bolivia. La Cordillera Real es pues una zona independiente de la zona media magmática de plegamiento máximo del Perú Central, o tal vez una zona que se ramifica de ella con levantamiento muy fuerte y con inyección granodiorítica moderna. Bien podría decirse que la Cordillera se duplica o se ramifica. Entre los dos cordones que se separan, se intercala entonces, empezando al Sud del Cusco, la altiplanicie interandina con la cuenca del Lago Titicaca, que en su composición, ofrece como la Cordillera Real, la incompleta serie de capas mesozoicas de los Andes brasileros. Debemos observar aquí, que las únicas rocas de nefelina que se conocen en el Perú se encuentran en el valle del río Sangabán (Douglas 1920, M. 12) de la Cordillera Real; en cambio se hallan aisladamente en la cordillera oriental de Bolivia y son abundantes en el Brasil. Las

nuevas exploraciones apenas desarrolladas en esta región de los bosques difícilmente traficables deben revelarnos hasta dónde la Cordillera Real continúa como elemento independiente hacia el NO.

b) Extremo Norte. — Dejando diferencias locales, predomina en la parte meridional de la Cordillera del Perú un rumbo regular de SE—NO, que se torna paulatinamente en SSE—NNO más o menos a la latitud de Lima. También parece ocurrir esta desviación en la zona exterior a juzgar por el curso de los valles longitudinales. Pero un cambio importante se observa en las partes más setentrionales, más o menos al Norte de Otusco-Huamachuco (D. 6), pues mientras que los cordones inmediatamente al Oeste del Marañón continúan en el rumbo normal hasta la frontera del Ecuador y más allá, como constató SIEVERS (1914), se han observado rumbos considerablemente divergentes por varios observadores en la Cordillera occidental, en las cuencas de los ríos Crisnejos, Chicama y Jequetepeque (C/D. 6).

DELSOL (1880) mencionó que cerca de Huamachuco reina un rumbo occidental. MÁLAGA SANTOLALLA (1905 b) indica al tratar de Punre, al NE de Cajamarca, un rumbo E—O y del Cerro Chaidamonte en el valle de Chicama un rumbo ESE—ONO. STEINMANN observó en 1908, en el tramo de San Marcos-Sondor-Cajamarca, al SSE de Cajamarca (D. 6), un rumbo preferentemente ESE—ONO hasta E—O. Según DU BOIS LUKIS (1909), al N de Cajamarca los pliegues tienen dirección aproximada E—O. Observaciones más extensas ha hecho STAPPENBECK (1924) en la región del valle de Chicama, encontrando en la falda occidental de la sierra, que los pliegues tienen un rumbo general ONO u O; y también que las fallas, (más bien sobrescurrimientos), no corren paralelamente con la costa, sino casi normalmente a ella. Por esto apenas puede dudarse que en toda esta región se desprende una rama de la Cordillera en dirección E—O hasta ESE—ONO, corriendo hacia el Pacífico, donde su continuación está hundida. Para distinguirla del cordón principal de la Cordillera peruana, que llamamos Peruandes, bautizaremos a esta rama lateral Chimuandes, en atención al antiguo pueblo civilizado que existió en la región de la ramificación, o sea el pueblo de los Chimús.

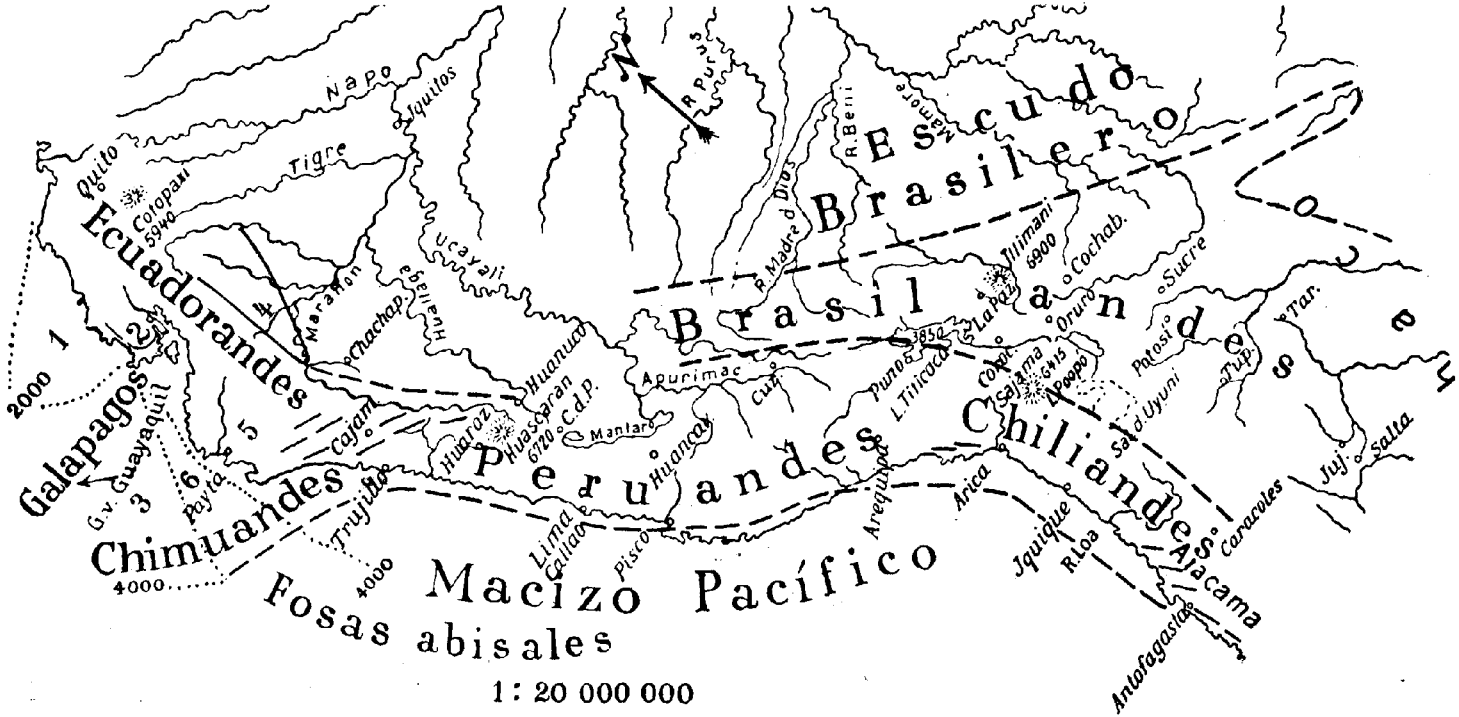


Fig. 268.

Subdivisión de las cordilleras centrales de Sud-América al 1:20000000.

1. Planicie submarina de Manta a más de 2000 m del altura. 2. Cordillera de Chongón-Colonche. 3. Planicie de Galápagos, a menos de 4000 m profundidad. 4. Parte cristalina antigua de los Ecuadorandes. 5. Región de Amotape. Nota; Las lineas delgadas son direcciones.

La existencia de los Chimuandes explica varias particularidades en el Noroeste del Perú y las regiones limítrofes del Ecuador. La región de Amotape no parece a base de esto, como continuación de la masa pacífica cristalina antigua, sino más bien como un fragmento de una Cordillera, cortado en el Pacífico y bloqueado por sedimentos terciarios inferiores. Coinciden también con esto los contornos extraños de la costa, que tiene los caracteres de una costa de rías, con grandes bahías. Así se explica también que se haya encontrado recientemente en las elevaciones cristalinas antiguas del Cerro Illescas, de la sierra de Paita y de los cerros de Amotape, varios miembros de la serie paleozoica y mesozoica (carbónico superior, barremiano, senónico), que son sedimentos genuinamente andinos.

La continuación del rumbo de los Chimuandes tenemos que buscarla en la planicie submarina de Galápagos, que se eleva sobre la isóbata de 4000 m, estando separada solamente del continente por una prolongación estrecha, en forma de cuña, del foso submarino peruano (fig. 268,3). Sobre esta planicie levántanse en la continuación del rumbo de los Chimuandes y a una distancia de 1300 km, las islas Galápagos, tal vez el único resto visible de la Cordillera hundida, que puede imaginarse torcida en forma de arco prolongado hacia Centro-América. Diferente de las condiciones existentes en los Peruandes convexo hacia el Este, aquel arco de la Cordillera sería convexo hacia el Oeste y plegado en esta dirección.

También puede explicarse ahora las islas de Lobos (B. 5/6) con las puntas largamente salientes de la isóbata de 1000 m dirigidas hacia el Oeste y Noroeste (A. 5/6), como restos de las cadenas hundidas de los Chimuandes.

Geológicamente poco conocida es la región costanera del Ecuador situada al Norte del golfo de Guayaquil, de donde solo se sabe que está atravesada por un cordón de montañas, la Cordillera de Chongón-Colonche (Wolff 1892), que compuesta preferentemente del cretácico, vuelve su lado convexo hacia el Pacífico (fig. 268, 2). Delante de ella está la planicie submarina de Manta (fig. 268, 1), con profundidades de más de 2000 m, saliendo en forma de arco hacia el Pacífico al igual que aquella

Cordillera. Permitido es pues ver en estas condiciones, una nueva confirmación de que la Cordillera salta aquí en forma de arco hacia el Pacífico.

Se debe creer sin embargo que el geosinclinal andino, en época precretácica, ha tenido su continuación en los Chimuandes y no en los Ecuadorandes, si bien los últimos se hallan en la continuación de su rumbo. En efecto, en los Ecuadorandes y más allá en los Colombiandes resultantes de los primeros por subdivisión, faltan por completo depósitos marinos precretácicos (el único hallazgo del triásico en Colombia es debido probablemente, según STUTZER, a una indicación equivocada del lugar), y debió existir una conexión marina en el período jurásico entre los Chiliandes-Peruandes y Europa, a causa de la sorprendente identidad de sus faunas. Como entrada para la inmigración de las faunas triásicas y jurásicas en la Cordillera, son los Chimuandes efectivamente una necesidad, mientras que para el período cretácico se ofrecen otros caminos, como los Columbiandes y el Norte del Brasil.

Como la transgresión de los depósitos eocénicos, en la región de Amotape, sucedió sobre y entre la cadena de los Chimuandes, una gran parte de esta Cordillera debe de haber sido hundida antes. Pero la zona sumergida fué dislocada fuertemente de un modo especial más tarde como enseña la tectónica de los sedimentos eocénicos. Según BOSWORTH, los principales planos de dislocación, entre los diferentes bloques terciarios, corren en la dirección ESE—ONO o sea casi perpendicularmente a la dirección del hundimiento de los fosos submarinos y se repite probablemente aquí la estructura antigua de los Chimuandes en la época del plegamiento incaico. Según IDDINGS y OLSSON (1928), la gran dislocación que atraviesa los Cerros de Amotape llamada la falla de Pananga — en dirección ESE—ONO, armoniza muy bien con las deviaciones de rumbo de los Chimuandes.

Como nos enseña una ojeada sobre el croquis de las Cordilleras medias de Sud-América (fig. 268, p. 324), los Peruandes ocupan una posición central. La sierra está aquí en el lugar más estrecho y al mismo tiempo se encuentra más comprimida y compacta. Faltan solamente las hondonadas largas y anchas que se inter-

calan en los Columbiandes entre las ramas divergentes de la sierra, y la parte brasilera es únicamente estrecha y comienza á individualizarse sólo en el extremo Sudeste, como sucede en la cuenca del Titicaca y Cordillera Real. También los hundimientos pacíficos sólo han afectado estrechas fajas de los Peruandes.

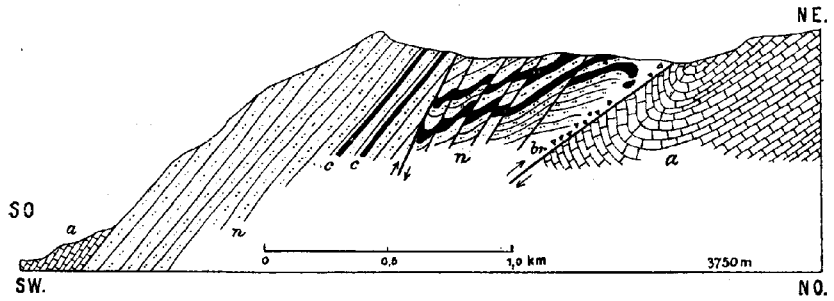


Fig. 269.
Sobrescurrimento del neocómico sobre el aptiano, con estructura imbricada. Región carbonífera de Oyón, al SO del Cerro de Pasco, según Mc LAUGHLIN. *n* neocómico, *c* mantos de carbón, *br* brechas de fricción en el sobrescurrimiento. *a* aptiano.

De esta posición central y de su íntegra conservación se explican: la série de capas relativamente completa, la variedad de las rocas eruptivas de las diferentes épocas y la variedad de las riquezas de su suelo, lo que hace que la Cordillera del Perú sea objeto especialmente atrayente de exploraciones geológicas y mineras.

V. Yacimientos de minerales útiles

por R. STAPPENBECK.

Literatura: MILLER & SINGEWALD 1919. STAPPENBECK 1926, 1, 2a, 3.

A. Yacimientos de minerales metálicos.

1. Yacimientos de oro.

a. Vetas de piritas auríferas.

Salpo está ubicado en la prov. de Otusco del depto. de la Libertad (D. 6), a 3500 m de altura. Allí afloran vetas de cuarzo en andesita. La más grande es la veta Salpo, de 8 m de espesor, y corrida NO—SE. En la zona de oxidación, resultó tener una

ley de oro de 10—20 gr. por tonelada. En la zona inferior a aquella, comprendida en arenisca, se hallan panabases y pirita de cobre; y más abajo, en la andesita, hay galena. La ley de plata es mayor en los minerales de cobre que en los de plomo, es decir 1—5 kg. por tonelada para los primeros por sólo 0,5—0,2 Kg. en la galena. La ley de cobre es 15%. Las gangas son el cuarzo y la rodonita. (DELSOL 1880, F. MÁLAGA SANTOLALLA 1905 a).

El Toro, en el cerro de igual nombre, está situado en la prov. de Huamachuco, del depto. de Cajamarca (D. 6) Una andesita augítica cruza allí las areniscas, cuarcitas y esquistos bituminosos del cretácico inferior. Las vetas que corren E—O en la arenisca, contienen, en el afloramiento, minerales de oro con leyes de 30—230 gr. por tonelada. En cambio, en la andesita las vetas están desarrolladas con relleno de enargita, en cuyas zonas de cruzamiento y de unión se han formada bonanzas. Los minerales forman lentes, conteniendo pirita de hierro, panabás, enargita y tenantita, en ganga cuarzosa, con alta ley de cobre y plata (F. MÁLAGA SANTOLALLA 1905b).

Patás. Esta región aurífera se halla al Este del río Marañón en el depto. de la Libertad, y comprende los distritos de Patás, Parcoi y Buldibuyo (ALAYZA Y PAZ SOLDÁN 1898, LUCIO 1905). Las vetas, de 0,8—2 m de espesor, enclavan en pórfido cuarcífero y pizarras paleozoicas, y tienen relleno de cuarzo con pirita arsenical aurífera, un poco de pirita de hierro, e impregnaciones de galena y blenda. En la veta de San Francisco, cerca de Patás, de 1,5 m. de espesor, se encuentra además pirita de cobre; todos los minerales son auríferos allí y se explota un clavo rico con 700—800 g. de oro, mientras que las demás menas contienen solamente 90 g. La ley de oro en las zonas cateadas hasta la fecha, es de 40 g. y puede subir hasta 500 g. por tonelada.

Chaulán se encuentra en la prov. de Huánuco en el cerro Huaraucaca (4170 m, F. 8) (OCHOA 1904), en donde predomina la caliza, que forma un anticlinal, en cuyo eje aparece un dique de pórfido. En las cercanías asoman esquistos precámbricos (?) penetrados por diorita. Las vetas auríferas que tienen rumbo N—S, se inclinan hacia el Oeste, más fuertemente que las capas

de la caliza. En una ganga de cuarzo y calcita se hallan diseminadas pirita de hierro, marcasita y pintas de pirita de cobre con panabás. La zona de oxidación, que en partes alcanza un espesor hasta de 6 m, está trabajada hasta 50 m de profundidad. Las menas contienen por término medio 20—40 g. de oro, 0,3—0,6 kg. de plata y 6—30% de cobre; pero la ley de oro puede subir hasta 180 g.

En **Chuquitambo** (3500 m) situado al Norte del Cerro de Pasco (F. 9), afloran capas del cretácico superior: caliza, marga, arenisca, conglomerado y dolomita. Los dos yacimientos de cuarzo aurífero están relacionados con la andesita y se encuentran en la dolomita en forma de yacimientos metasomáticos paralelos a la estratificación y que tienen un espesor de más de 20 metros. Los minerales son: malaquita, crisocola, limonita y pintas de piritas de hierro y cobre. La ley de oro del cuarzo varía de 6,66—40 g. por tonelada. La explotación se hace a tajo abierto. (STEINMANN 1904, VENTURO 1897, VIELMETTER 1927).

En **Paucarbamba** (H. 11), afloran algunas vetas de cuarzo aurífero en granito y diorita. (DUEÑAS 1908).

Andarai se halla en el depto. de Arequipa, más o menos a 100 km de la costa (J. 15 — ALVARADO 1905). La zona aurífera se extiende a lo largo del río Ocoña y del río Chorunga hasta la quebrada de Carhuaní y alcanza 450 m. sobre nivel del mar. Una diorita cuarcífera está allí cruzada por basalto, sobre el cual yace una serie de lavas, tobas, cenizas volcánicas, yeso y sal gema. En la roca basáltica afloran las vetas auríferas con corridas diferentes, pero largas. Su contenido se compone de cuarzo, pirita y caja descompuesta. La veta principal es Mercedes, que corre N77°O y mantea con 60°—70° de inclinacion. El espesor cambia de pocos centímetros hasta 2 m. El oro existe al estado libre y también combinado a la pirita de hierro; la salbanda arcillosa es en parte aurífera. La zona de oxidación alcanza a grandes profundidades. La ley de oro puede subir hasta 90 g. por tonelada, siendo al ley media de 34 g. (L. U. ALFARADO 1905).

En las cercanías, está el yacimiento aurífero de **Posco,** en el río Ocoña, que ofrece en general las mismas condiciones geológicas que Andarai. La caja está formada por diorita y diorita

cuarcífera; también se encuentran basalto, toba, sal gema y yeso. La ley media de oro que es de 60 g., sube hasta 418 g.; en la arcilla de la salbanda es de 76 g. por tonelada.

En el depto. de Apurímac (J/K. 13) hay una gran cantidad de vetas de cuarzo aurífero (Jochamowitz 1908), así tenemos: en la prov. de Andahuailas: una cerca de Pariagaga con 12 g., La Tranca con 26 g., y Condorillo con 15—33 g., de oro por tonelada; otra cerca de Huayachi, en la prov. de Aimaraes; en la prov. de Antabamba en Utupaya otra con 60 g. y en Pisco con 12 g. de oro. Por último en Cotabambas están las vetas auríferas de Yerba-Uma, Antacancha, Yuringa y Cochasaihuas (A. Jochamowitz).

En la diorita de Colquimarca, en la prov. de Chumbivilcas (depto. del Cusco) (K. 13, Dueñas 1907) afloran, también vetas de cuarzo aurífero.

Existe igualmente una extensa región aurífera y en la falda del Noreste de la Cordillera, en el área de drenaje del río Madre de Dios superior y de su afluente el Inambari o sea en las prov. de Quispicanchi, Paucartambo, Canchis, Carabaya y Sandia, (L.12—N. 12, M/N. 13), Dueñas 1907, Lissón 1899, Rizo Patrón 1898; Pflükkery Rico 1905). La región está constituida principalmente por pizarras arcillosas negras silúricas, perforadas por granito en varios lugares. Por encima se halla frecuentemente el (?) mesozoico en facies porfirítica, compuesto de arenisca, arcilla, caliza y conglomerado rojo con intercalaciones de porfiritas estratificadas rojas y oscuras. Las vetas auríferas se hallan generalmente en las pizarras como vetas interestratificadas; sus minerales son cuarzo blanco con pirita y siderita. El cuarzo es aurífero. Las vetas tienen por lo común la forma de lentes; su ley de oro puede subir hasta 400 g. por tonelada. De estas vetas provienen los lavaderos de oro de estas regiones.

En la prov. de Paucartambo hay que mencionar las vetas de Incacancha y Alumbrera, cuyo contenido en oro corresponde aproximadamente a 20 g. En la prov. de Canchis existen las vetas auríferas de Surimana.

En **Carabaya** y **Sandia** la sierra está compuesta no solamente de pizarras negras, sino también de pizarras grises y

pizarras talcosas, alternando con cuarcita y arenisca. Pequeñas vetas de cuarzo cruzan en masa las pizarras, en las que se halla granito en sitios aislados como por ejemplo en Limbani, Coasa y Sina. Las vetas de cuarzo en las pizarras oscuras del cerro Ananea, cerca de Poto, son vetas interestratificadas de 0,03—0,50 m de espesor con limonita y oro nativo. Las vetas de cuarzo de Saco contienen más pirita de hierro aurífera y las de Benditani contienen por término medio 75 g. de oro.

Hay también numerosas vetas en Santo Domingo; la principal, de ese nombre, se inclina con 40°—60° al SO y tiene un espesor de 0,8—5 m, en término medio 1,20 m. Los ensanchamientos están rellenos de arcilla negra con pirita de hierro; los menos anchos, por pizarra, cuarzo, estibina, piritas de hierro y de cobre y telururos. El oro nativo existe tanto en el cuarzo como en los sulfuros. La ley de oro varia mucho: en la arcilla pobre llega á 3—7 g., pero en el cuarzo hasta 23000 g. y en los sulfuros de las bonanzas hasta 3200 g. Otras vetas que contienen en parte pirita arsenical (löllingita), son San Juan de la Cumbre, San Rafael, Yucuri, Santa María, etc.

b. Vetas de oro y plata.

Al grupo de las vetas auro-argentíferas pertenece la afamada veta de **Cochasaihuas** (K. 13) en la prov. de Cotabambas (depto. de Apurímac), á una altura de 4700 m, (DE LUCIO 1904). Se la ha seguido por 1600 m de largo, de Norte a Sud, siendo su inclinación de 55°—60° O; cruza una formación de dacita, pórfido, caliza, arenisca, cuarcita y pizarra. Hacia el N la veta se ramifica en dos guías. El relleno se compone de dos zonas de cuarzo lechoso casi estéril, rodonita, espato de manganeso, piritas de hierro y cobre, galena que contienen oro y plata, ocasionalmente blenda, un poco de sulfato y carbonato de cobre, nagyagita muy aurífera y oro nativo. El espesor de la veta es de 3 m, y el de la zona mineralizada 0,80—1,80 m. La ley media de oro es 70 g. y sube en muestras escogidas hasta 9500 g. La ley de plata guarda una relación determinada con la ley de oro: corresponden 230 g. de plata a cada 31 g. de oro.

Otra veta auro-argentífera es la de **Tres Amigos**, cerca de

Carás (depto. de Ancash, E. 8), que rinde 1 kg. de plata y 20 g. de oro por tonelada.

Igualmente en Machaitambo, cerca de Salpo, en el depto. de la Libertad (D. 6), se han descubierto otras de este género.

c. Vetas cupro-auríferas.

Hay algunas vetas cupro-auríferas en el asiento mineral de Hualgayoc, que serán descritas en conjunto al tratar de ese asiento. Lo mismo ocurre en Punre, y con las vetas ya descritas de El Toro (p. 328).

En la región de Ica (G. 13) se encuentra el yacimiento cupro-aurífero de Cansa (Fuchs 1905), en donde existen vetas con doble relleno, es decir, con calcita y con cuarzo mineralizado, que contiene también un mineral de cobalto cuprífero: la heterogenita. En la veta Adelaida, la guía de calcita tiene 1,5—2 m de espesor y la guía cuprífera 0,30—0,50 m. La ley de cobre es 6,8—12% y la de oro 5—6 g. En la veta Buenavista sube la ley de cobre a 17—28 % y la de oro a 10 g.

Cerca de Ilo (L. 16), hay vetas aurocupríferas con 4,5—18% de Cu y 3—9 g. de Au en el cerro Cilatilla, (Alayza y Paz-Soldán 1903, Velarde 1908).

d. Vetas de cuarzo aurífero con tungsteno o estaño.

En la prov. de Angaraes se hallan, cerca de Julcani (G.11) (Dueñas 1908) en la falda meridional del Cerro de la Tempestad, vetas de cuarzo, en pórfido verdoso, que al parecer guardan muy estrecha relación genética con las riolitas anfibólicas de la vecindad. La veta Animas, de 0,05—0,20 m de espesor, contiene cuarzo con pirita de hierro y wolframita, ambas auríferas, y oro nativo. Algunas muestras rindieron 6 y 20% de wolframita y 14 — 240 g. de oro por tonelada. En la veta Rosario se observa, dentro del relleno de pirita de hierro de 0,14 m de espesor, unas guías estrechas, casi puras, de wolframita, de 1—5 cm de grueso. El contenido de tungsteno de varias menas era, de 1 y 2%—50 y 95% (?) de wolframita y 18—75 g. de oro.

En Pachaconas, en la prov. de Antabamba (depto. de Apurímac — J. 13), existen vetas de cuarzo aurífero con 30—40 g. de

oro que llevan también estaño. Es de sentir que no se conozcan detalles. (VELARDE 1908).

e. Lavaderos de oro.

En los ríos peruanos, sobre todo en aquellos que nacen en la falda oriental de la Cordillera, existen lavaderos de oro más o menos extensos.

En el Noroeste, hay que mencionar los lavaderos del río Tumbes (B. 2).

En el Noreste, el **río Amazonas** lleva oro en muchas partes, pero sobre todo sus afluentes Santiago, Irambisa, Napo, Pastasa y Morona. También algunos afluentes izquierdos del río Huayaga contienen oro, como p. e. el río Mixiollo. En el Marañón superior hay lavaderos de oro cerca de Huánuco, entre los pueblos de Pilco y Yata (F. 8), que contienen dollar 1,06 por metro cúbico. El cascajo se compone de terreno detrítico proveniente de pizarra cruzada por vetas de cuarzo; las piedras alcanzan a tener un diámetro hasta de 10 pulgadas. El espesor de los lavaderos es, por término medio, de más de 22 m, y la cantidad, de 100000000 m^3. El oro es grueso y tiene forma de ganchitos. Los lavaderos próximos a Ambo, contienen por termino medio 0,5 dollar. En el río Cajas, afluente derecho del Marañón, (E. J.) existen en Toma, según dicen, 5000000 m^3 de ripios auríferos con $ 0,10 de oro. Lavaderos hay además en el río Santa, cerca de Huailas, y en el río Chuquicara (D. 7), en donde el oro proviene de lentes de cuarzo en esquistos paleozóicos (?).

Se conoce una serie de lavaderos en el **depto. de Apurímac** (J/K. 11/12) (JOCHAMOWITZ 1908); así en Quilca hay una zona de 1000 ×300 m de cuarzo aurífero desmenuzado, hasta de 20 m de espesor con ley media de oro de 0,02—0,04 g. por tonelada. Los lavaderos de Huayaripa y Sañaica que se encuentran en la prov. de Aimaraes, están compuestos de arcilla ferruginosa con arena, fragmentos de pizarra y roca eruptiva, que llegan a tener hasta 25 m de espesor, llenando cuencas, planos y faldas, sobre tobas volcánicas o calizas y cuarcitas, y contienen 2—6 g. de oro por tonelada. El lavadero de Oscalla, que alcanza hasta 20 m de espesor y se halla sobre pizarras, tiene en sus capas inferiores

2—3 g. de oro por tonelada y en las superiores solo 1 g. El lavadero de oro de Tapairihua, rojizo, de 10 m de espesor, contiene 0,25—0,5 g. de oro por tonelada; y el de Chuicho, ofrece el siguiente corte de arriba hacia abajo: 0,8—1,5 m de tierra vegetal; 1 m de lavadero con 1—1,65 g. de oro; 4 m de lavadero con rodados y ley 5 g. de oro y 2 m de lavadero con 2 g. de oro.

Lavaderos de oro existen también en los ríos que dan origen al Purús.

Pero la región más extensa de lavaderos de oro, es la de los nacimientos del **río Madre de Dios,** especialmente los ríos Chirimayo, Chontapunco y Basiri, en el valle de Marcapata, (=Pilcopata—) M. 11/12) y Nusiniscato y su afluente Huayumbe (Bonilla 1891; Bouery 1913; Dueñas 1907; Fuchs 1898, 1899; Pflücker y Rico 1905; Raimondi 1883; García Rosell 1900, 1901).

Los lavaderos del río Nusiniscato, están constituidos por una faja de terreno que se extiende de Neptuaris abajo, hasta su desembocadura en el Marcapata, con un ancho de 8 km desde la orilla derecha hasta el divortium aquarum con los ríos Huayumbe y Marcapata. Los lavaderos tienen un espesor de 1—4 m. y se componen de capas alternativamente arcillosas y arenosas con rodados, sobre rocas rojas de la facies porfirítica. En los intersticios de las capas de aquellas rocas está concentrado el oro, de vez en cuando en pepitas de 1–2 g. Dueñas ha calculado el contenido de los lavaderos en 150000000 m^3 con una ley de oro de Lp 0,240 por m^3, de modo que el valor total del oro existente allí sería de Lp. 37,500,000.

Los lavaderos de Churo y otros vecinos, están casi agotados hoy día y de ellos provinieron en su mayoría los tesoros de oro de los Incas.

En las prov. de **Carabaya** y **Sandia** (N/O. 13) hay extensas regiones cubiertas de terreno detrítico compuesto de fragmentos de cuarzo, arenisca, y pizarra, con cemento silíceo o arcilloso; una parte de estos depósitos es de origen glaciar y otra parte de origen fluvial. Los lavaderos de oro de Poto, situados á 4700 m de altura, al pié de los nevados de Ananea y Palomani, son de origen glaciar y se extienden hasta el territorio boliviano; al Perú pertenecen 600 kilómetros cuadrados. El lavadero se compone

de una materia blanquecina, arcillosa, bien cementada, salpicada de fragmentos, irregularmente distribuidos, de arenisca, cuarzo y pizarra; el piso está formado por pizarras. Los depósitos tienen 30 m en San Antonio de Poto y en Ajollani 10 m de espesor. La ley media de las capas superiores es de dollar 0,4 por m^3, pero muestras más profundas dieron dollar 0,8—2,1 por m^3. El contenido de oro de los terrenos de la Cia. Aurífera de Poto, ha sido estimado en Lp. 36,000,000.

Son parecidos los lavaderos de oro de Lacca y Huancatira, pero son más faciles de trabajar y tienen 100 m de espesor. Su ley de oro por m^3 es de Lp. 0,053—0,079.

Los lavaderos de Aporoma se componen de una masa rojiza arcillosa, que encierra fragmentos de cuarzo, pizarra, granito y arenisca, que yace con 20—40 m de espesor sobre pizarras. El oro está distribuido por todo el lavadero, pero su mayor concentración se verifica sobre el lecho de piedra (bedrock). La ley media ha sido calculada en Lp. 0,240 por m^3. Según Pflücker existen 610,000 m^3 de lavadero.

Fuera de estos lavaderos de oro más antiguos, hay también otros más modernos en las terrazas de los ríos y que llevan el nombre de «aventaderos». A este grupo pertenecen los lavaderos del río Challuma, con 8—10 m de espesor, los de los ríos Huanacuri, Alta Gracia y muchos otros.

Por último, hay que citar los lavaderos en los lechos actuales de los ríos o verdaderos «lavaderos» Mencionaremos así los de los ríos Capacmayo, Machi-Camani, Chayuma (que suministra pepitas de oro de 3—4 onzas), Maniatoque, Matacaballo, Torrebamba, Machutacuma, Inambari etc. La ley de oro de las arenas de este último río, es Lp. 0,1 por tonelada.

2. Yacimientos de plomo, plata y zinc.

Entre las vetas de pura blenda con ley de plata u oro, las vetas de plomo, plata y zinc, las vetas de plomo y plata con antimonio y las vetas cupro-argentíferas, hay toda clase de transiciones, de modo que es difícil atribuir muchos de los yacimientos a uno u otro tipo. Pero a pesar de esto, es posible efectuar una subdivisión aceptable en diferentes grupos principales:

a. Vetas de plomo, plata y zinc.

Aquí tenemos que separar por lo pronto un grupo, en el que predomina la blenda y al que pertenecen principalmente las vetas de Chilete, Cerro Colloadar y Carahuacra.

La región de Chilete, en el Oeste-Sudoeste de Cajamarca, (D. 6) se compone de arenisca, cuarcita, diorita y de un pórfido con anfibol (o probablemente una liparita), en el cual afloran numerosas vetas con rumbo NO—SE. El mineral dominante de las vetas, de las cuales son las más importantes Los Muertos, Murciélago y Pilancones, es la blenda; además, en las zonas superiores abundó galena con ley de antimonio y plata en ganga cuarzosa. El contenido medio en plata es de 0,5 kg. por tonelada; y en la zona de oxidación, donde hay plata nativa y cloruro de plata, sube a 10—15 kg. El espesor de las vetas varía entre 1 y 3 m.

En la prov. de Cajamarca encuéntrase también el Cerro Colloadar a 3915 m de altura, consistente en una intrusión de liparita que cruza areniscas y calizas infracretácicas. El mineral principal es también la blenda, que tiene una ley de oro de 5 g., y que sube en la zona de oxidación hasta 40 g. por tonelada. También existe un poco de cobre y plata (Málaga Santolalla 1905b).

El yacimiento de **Carahuacra** (F. 10, fig. 155, p. 135), está ubicado en la prov. de Yauli a 4800 m de altura, en el contacto entre el enorme macizo andesítico del Toldorrumi y la caliza fuertemente plegada y empujada al Oeste. En este contacto corre un gran filón metalífero con rumbo NNO—SSE, cuyo buzamiento varía entre 40° y 90° al O. El techo del filón está formado por caliza y el muro por la andesita. La fractura es una grieta que ha sido seguida en el contacto hasta más allá de Morococha por el Norte y por el otro lado hasta 8 km al Sud de Carahuacra o sea 25 km., sin que se haya podido constatar su verdadero término. El sombrero de hierro forma peñascos que llaman la atención por su altura que llega a 20 m, su ancho que varía entre 30—100 m y su corrida que es de varios kilómetros. En la pertenencia de San Jose II se separa del filón una guía en forma de arco, que después de una corrida de 1 km se reune nuevamente con el filón en la pertenencia

Virginia. El espesor de la veta es en término medio de 40 m y más, siendo la mineralización muy homogénea. Trátase de un filón contactometasomático, que se ha formado en una grieta de erupción marginal del macizo andesítico con la caliza. Ni en la caliza ni en la veta puede observarse ningún fenómeno de contacto. Tanto en el techo como en el muro, existen salbandas lisas, con algo de greda generalmente. Sorprende el desarrollo enorme, igual y continuo del yacimiento en dirección, en lugar de las mineralizaciones contactometamórficas normales en forma de lentes, manchas, nidos, o macizos. La mineralización está ligada exclusivamente a la grieta filoniana, formando «clavos» de beneficio cerca del techo, clavos que alcanzan probablemente grandes profundidades. Andesita y caliza no contienen mineral, ni en la más inmediata cercanía del filón. No se conoce dislocaciones, pero hay en cambio una serie de vetas transversales, generalmente de pocos centímetros de espesor, que atraviesan el filón y que llevan únicamente minerales de plata y galena argentífera, las que han suministrado en épocas pasadas ricas menas de plata y enriquecido también fuertemente el filón principal en los cruces. Según Dittmann (1926), son el resultado de una época termal secundaria, la que se manifiesta también en el fuente termal de 40° C que surge en la grieta filoniana próxima a Yauli.

El mineral principal es la blenda amarillenta pálida hasta rojo de rubí, a menudo en espléndidos cristales, que se halla desde simples pecas hasta masas de 10 m y más de espesor. Las pecas mas pequeñas están mezcladas siempre con cuarzo y a veces con costras de pirita. La ley de plata de la blenda es de 800—1200 g. por t. La pirita de hierro y la marcasita forman costras macizas sobre la blenda, abundando en algunas partes del filón y faltando por completo en otras. En el sombrero de hierro hay óxido de hierro y en la zona primaria a veces hematita. La galena solo se conoce hasta ahora en las partes superiores del filón; hállase en parte separada y en parte íntimamente mezclada con la blenda y fué explotada desde el tiempo de los incas. La galena fina es pobre en plata y la galena gruesamente hojosa es en cambio rica. Los minerales ricos de la zona de cementación: argentita, pirargirita, proustita, estefanita y otros, han sido explotados ya en

su mayoría por la minería antigua. La ganga es cuarzo, que aumenta con la profundidad, con óxido de hierro y una masa arcillo-calcárea.

Las diferencias secundarias en profundidad, están bien marcadas. En el sombrero de hierro hay óxido de hierro en abundancia, siendo la ley de zinc de 1—6%, y la ley de plata escasa, aunque ocasionalmente se encuentra pecas de minerales halógenos. En la zona de oxidación verdadera, que llega hasta 15 m bajo la superficie, elévase la ley de zinc a 6—13% y la de plata a 200—400 g. por tonelada en las menas crudas. La zona de cementación que alcanza hasta la profundidad de 120 m, contiene los sulfuros ricos de plata y plomo; su ley en zinc varía entre 10—24%, en término medio 17%, y aproximadamente 400 g. de plata por tonelada en las menas crudas. En la zona primaria predominan blenda y cuarzo con 16—17% de zinc. Actualmente puede considerarse como preparadas 600000 t de mineral con 16—17% de zinc y 300—400 gr. de plata por t; pero la cantidad de mineral posible es muchas veces esta cifra (Dittmann 1926, Remy 1887).

Un número mucho mayor de vetas contiene principalmente minerales de plomo y plata, que son a menudo muy ricos en antimonio, sobre todo en el depto. de Ancash. Pertenecen a este grupo las vetas de Chirimayo (prov. de Cajamarca — D. 6), que afloran en caliza, y contienen galena, blenda, algo de panabás y pirita de hierro en ganga cuarzosa; como también las vetas de Milluachaqui (prov. de Otusco), donde con notables caracteres salen a la luz en las areniscas del cretácico inferior a través de las cuales hizo intrusión enorme masa de andesita. Los minerales son: galena argentífera, blenda, pirita de hierro y cobre, plata nativa; y en la arcilla de la salbanda, cloruro de plata finamente impregnado. La ley de plata llega en muchas partes a 25 kg. por tonelada, agregándose a menudo una ley subida de oro (10—730 g.).

En la arenisca infracretácica, encuéntranse también las vetas de Sanagorán, cerca de Huamachuco (D. 6), con corrida E—O y relleno de galena, piritas, blenda y minerales de antimonio. La ley de antimonio de las menas sube casi hasta 15% y la de plata hasta 2,5 kg. por tonelada. La veta Arequipa, de este distrito, ha dado menas muy ricas en cobre y plata (Málaga 1905, Velarde 1908).

Una serie de vetas relacionadas con riolita aflora en las pizarras y cuarcitas neocómicas de Malín, en el valle superior del río Chicama (D. 6), con potencias de 0,9—1,75 m. Contienen galena y pirita de hierro en ganga cuarzosa, y hasta 2 kg. de plata por tonelada. (MÁLAGA 1905a, VELARDE 1908).

En Huailillas, entre Patás y Tayabamba (E. 6), hay una veta de galena con escasa ley de plata, de 30 m de espesor, que ha sido reconocida por 3 km.

Un gran número de tales yacimientos se encuentra en el Callejón de Huailas; asi en Patara, las areniscas y pizarras del cretácico inferior, muy dislocadas y penetradas por diorita, están cruzadas por vetas, en parte interestratificadas, con bonanzas que contienen en ganga cuarzosa, tetraedrita muy argentífera, galena, pirita argentífera y, de vez en cuando, plata nativa, argirodita y rosicler. Los minerales de la zona de oxidación se componen de preferencia de carbonato y sulfato de plomo y de minerales de antimonio, todos con ley de plata. Esta ley varía, según los minerales, de 0,66—11 kg. por tonelada. (RAIMONDI 1873; VELARDE 1908).

En la falda occidental de la Cordillera Negra está Colquipocro (D. 8), á una altura de 4100 m, donde hay numerosas vetas que se cruzan entre sí. Los minerales principales, en ganga de cuarzo, son: galena, panabás, pirita de hierro y de cobre, y rosicler, con ley muy alta de plata, los que al parecer se hallan repartidos en bonanzas reducidas.

En la falda oriental de esta misma Cordillera está situado Buenacashma (E. 8), donde cuatro vetas cruzan la arenisca y la cuarcita con rumbo NE. En la veta Pilar de 0,35 m de espesor, la mineralización con panabás, galena, blenda y pirita de hierro en ganga cuarzosa es bastante homogénea, siendo la ley media de plata de 3 kg. por tonelada. (VELARDE 1908).

Las vetas de Ushcos, que se encuentran en la misma arenisca y cuarcita, tienen en algunas partes un rumbo N—S, y en otras NO—SE, llevando panabás y galena, con una ley de plata a menudo muy elevada (VELARDE 1908).

Cerca de Aija, aflora en pórfido la veta Huancaramá, con rumbo N—S e inclinación de 70°, que contiene galena, cobre gris y blenda, en ganga cuarzosa, con 2,4 kg. de plata por tonelada. (VELARDE 1908).

Existen también numerosas vetas en la región de **Chacas,** cerca de Huari, en la falda oriental de la Cordillera Blanca (E. 8). Allí las pizarras arcillosas negro-azuladas, están cubiertas por arenisca neocómica carbonífera, y penetradas por dikes de diorita cuarcífera, en parte también de traquita, que han alterado fuertemente los sedimentos. Dueñas (1904) constató tres sistemas de vetas: el primero, con rumbo de NO—SE, atraviesa pizarras, areniscas y rocas eruptivas y contiene galena bien cristalizada, blenda, estibina, pirita de hierro y de cobre y ocasionalmente bornita, con siderita y cuarzo como gangas; el segundo tiene rumbo NE—SO, está más intensamente mineralizado y contiene galena de grano fino, blenda, pirita de cobre y cobre gris en ganga de cuarzo; y el tercero tiene su corrida de N—S, llevando en una ganga de siderita y cuarzo, galena, blenda, pirita y cobre gris con estefanita, polibasita y mispiquel ocasional y cerusita con anglesita abundantes en la zona de oxidación. Si bien todos los minerales, especialmente la galena y los minerales de cobre, son argentíferos, en el segundo sistema hay también ley de oro. La distribución de los minerales en las vetas, afecta la forma de lentes. Son vetas importantes las de Collaracra y Bayacocha, la última de las cuales tiene una ley media de plata de 3,33 kg. por tonelada. La veta de Apash alcanza 20 m de espesor en pizarras negras y areniscas grises, y contiene galena de grano fino, pirita de hierro y cobre y panabás, en ganga de siderita y cuarzo, el todo con 3—7 kg. de plata por tonelada. Su ley en común, es 40% de plomo, 2% de cobre y 3,3 kg. de plata por tonelada.

A 25 km al NNO de Chacas está el Cerro Cajabilca, en donde un macizo de diorita penetra á través de las pizarras. Afloran allí numerosas vetas que contienen galena, blenda, panabás y pirita de hierro. La ley de plata varía de 2,5—16,6 kg. por tonelada y la de plomo de 20—25% (Velarde 1908).

En gneis y pizarras cruzadas por rocas eruptivas, afloran también en Tulla 3 vetas de rumbo N—S, cruzadas perpendicularmente por una cuarta veta. La ganga es de cuarzo, calcita y siderita con galena, blenda, pirita de hierro aurífera y cantidades menores de tetraedrita, plata nativa y rosicler como minerales útiles. (Miller y Singewald 1919).

Al Sudoeste de Chacas se encuentra el Cerro Huamaná, compuesto de diorita, y cruzado por varias vetas hasta de 1 m de espesor, con rumbo N—S e inclinación al poniente. La mineralización, distribuida en bonanzas, se compone de galena y blenda en ganga de siderita y cuarzo, con una ley media de plata de 3,3 kg. por tonelada. (VELARDE 1908).

En la región carbonera de **Oyón** afloran en Chanca, á 4720 m, de altura y en la formación bien estratificada de porfiritas, unas vetas de 1—3 m de espesor, que se cruzan muy a menudo y que, probablemente, están relacionadas con andesita. En los cruceros se han formado clavos de beneficio muy ricos. Se ve allí con estructura zonal, en una ganga de cuarzo y calcita: piritas de hierro y cobre, tetraedrita, galena y blenda, todas muy argentíferas y algo auríferas, y además rosicler y plata nativa. La zona de oxidación alcanza grandes profundidades. La ley de plata sube en algunas partes de 10 kg. hasta 30—40 kg. por tonelada (DUEÑAS 1904, MÁLAGA 1904a). En los cruceros la estructura es compacta. De los afloramientos se extrajo antes unas 100,000 toneladas de mineral con 543,478 kg. de plata. Unas boyas ricas de la mina Perpetuo Socorro, dieron 13800 kg. de plata. Los enriquecimientos de las bonanzas, dieron 4—6% de plata. En profundidad cambia la mineralización, agregándose la enargita a las piritas de cobre y hierro con galena y blenda,

En Auquimarca (F. 9), el granito hizo intrusión en la pizarra, cuarcita y caliza, y con este motivo en la caliza se formó granate y la pizarra fué metamorfoseada en esquisto con quiastolita. En estas rocas se abren vetas con distribución irregular de los minerales, encontrándose tetraedrita con 4% de plata. Las vetas de Isquis, situadas á 4300 m de altura, son poco conocidas y tienen al parecer escasa importancia. La veta cuarzosa de Condorsenca, a 4700 m de altura, cruza la serie porfirítica, y contiene pirita de hierro, galena, blenda, tetraedrita y minerales de plata. En Punahuaín hay, en granito cubierto por arenisca feldespática y la facies porfirítica, 10 vetas paralelas, con rumbo NO—SO y 2—3 m de espesor. La tetraedrita es abundante y puede distinguirse una zona con los llamados «pacos», con 0,4—0,5% de plata, y una zona de sulfuros con 0,08—0,12% de plata. En

la zona sulfurada predomina cuarzo con pirita de hierro y ocasionalmente galena y blenda (DUEÑAS 1904).

Debajo de las areniscas carboníferas de Viscachaca, aparece la formación porfirítica, y dentro de ésta una roca eruptiva (liparita?). Dos sistemas de vetas que se cruzan, el uno con rumbo O—E y el otro con rumbo NE—SO, afloran en estas rocas, conteniendo galena, tetraedrita, blenda y pirita de hierro, en cuarzo. Las vetas son muy angostas. (DUEÑAS 1904).

A 40 km al Noroeste del Cerro de Pasco, está el cerro de Vinchos (F. 9) (VELARDE 1908), constituido por calizas metamórficas en cuyos alrededores aflora una roca porfirítica. Vetas con rumbo NE—SO y cruceros colocados normalmente a ellas, corren por la caliza. El relleno de las vetas se compone de galena argentífera, blenda y un poco de pirita de cobre, y en la zona de cementación se encuentra tetraedrita argentífera, rosicler y plata nativa. La zona de oxidación ha sido fuertemente denudada á esta altura (4200 m) y por eso tiene poca extensión. Fuera de los minerales ricos, se saca muchas menas pobres que se abandonan en la cancha.

En Quichas hay vetas de 0,8—1,2 m, en caliza y arenisca, con tetraedrita, rosicler, realgar y pirolusita, en una ganga de caliza y grosularia; su ley media en plata, es de 1,9 kg. por tonelada (MILLER Y SINGEWALD 1919).

El asiento minero de **Huayanca** (F. 8), situado en el depto. de Huánuco, tiene areniscas, cuarcitas y grauvacas metamórficas en las que afloran vetas interestratificadas y otras que las cruzan. (VELARDE 1908, DENEGRI 1905). Los afloramientos de estas vetas que, según DENEGRI, se juntan en la profundidad, se han seguido por una extensión de 5 km. Son en parte vetas con plata predominante con 1,5—2,5 kg. por tonelada y 1,5—2% de cobre, pero en parte también vetas muy cupríferas, con 15—20 kg. de plata y 14—17% de cobre — esto depende de la tetraedrita —. El relleno de las vetas es generalmente cuarzo con tetraedrita argentífera y pirita. Las minas de Santa Rosa, Purísima y Pozos Ricos, dieron juntas en el curso de 10 años, minerales por valor de Lp 167,000 . A la veta Pucayacu se la ha seguido por más de 5 km, siendo su potencia en el afloramiento de 20—30 m; contiene en

ganga cuarzosa, pirita de hierro y cobre, blenda, galena y tetraedrita. La pirita no contiene comunmente sino 0,3—1 kg. de plata, pero la tetraedrita dá 5—12,5 kg. por tonelada. La ley de cobre varía entre 0,5 y 39%.

En el cerro Alpamina, en Morococha (F. 10), existen dentro de las calizas y margas, dos sistemas de vetas; uno NE—SO y otro N—S que cruza al primero. Las gangas son el cuarzo y algo de calcita en la que aparece principalmente galena argentífera; también hay cobre gris de alta ley, polibasita y otros minerales más. Las bonanzas de las vetas dieron en algunas partes boyas muy ricas. El tenor medio de las menas exportadas, era en general de 28—29% de plomo y 3—4,5 kg. de plata, abandonándose en las canchas minerales con 1—2,5 kg. de plata. Igualmente afloran en el vecino cerro de Concuspata dos sistemas de vetas, el uno N—S, y el otro, que lo cruza, de rumbo N63°E. La potencia varía entre 0,30 y 1 m, la ganga es calcita y el mineral más valioso es el cobre gris argentífero (Velarde 1908).

Vetas ricas en plata nativa y rosicler existen también en Tuctucocha, en la prov. de Huarochirí (F. 10) (Velarde 1908).

Un yacimiento de plata, especialmente de plata nativa, acompañada de súlfuros de plomo y cobre, se halla al Este de Lircai, (H. 11) cerca de Viscachas, en los depósitos estratificados de la formación porfirítica. Estas rocas están también cruzadas por las vetas de Quespesisa cerca de Castrovirreina, en donde la brecha de la veta, con ganga de cuarzo y baritina, se encuentra con galena, blenda, pirita de hierro y de cobre argentíferas y como minerales secundarios, plata nativa, argentita, proustita y pirargirita. La ley de plata de los minerales varía de 0,8—10 kg. por tonelada, a la cual se agrega una ley de oro de más o menos 10 gr. Las vetas principales son Quespesisa, Revuelta, San Julián y Siglo Nuevo. (Velarde 1908).

Cerca de Vilcabamba, en el depto. del Cusco (K. 12), afloran, en la caliza de la quebrada de Negrillos, unas vetas con rumbo N—S y de 0,20—0,50 m de potencia, con galena de modesta ley de plata, pintas de minerales de cobre y ganga de calcita. Del mismo modo se hallan en caliza las vetas de plomo y plata de Putiscunco en la prov. de Canas. (Dueñas 1907, Velarde 1908).

En la región de Chimbolla (L. 12) (4600 m), existen areniscas claras y rojas, pórfidos andesíticos y microgranulitas (?), cubiertas por estratos terciarios y depósitos glaciares. En la arenisca hay una red de filones con ganga de cuarzo y calcita, que contiene pirita de hierro, galena, blenda y estibina. La zona de oxidación está completamente destruida. (Dueñas 1907, Velarde 1908).

Cerca del lago Titicaca están los cerros riolíticos de Huaculani (N. 15), donde afloran muchas vetas de rumbo y espesor diferentes. El relleno está formado por fragmentos de caja descompuesta y calcita, con galena, blenda y pirita de hierro; más raros son los minerales de cobre. La ley de plata es baja (Romaña1908; Velarde 1908). Parecido a éste, es el yacimiento de Sacata, en el límite con Tacna (No. 16).

En el distrito de Ichuña de la prov. de Moquehua, está el cerro Saibani á 4300 m de altura, donde afloran en caliza vetas interestratificadas de 0,30—0,70 m de espesor, con galena y minerales de plata, en una ganga de calcita, feldespato y hierro oligisto. La ley de plomo es de 30—50% y la de plata varía mucho (Alayza y Paz Soldán 1898).

Los filones de Cailloma (L. 14), en el depto. de Arequipa, afloran en andesita. La ganga es cuarzo, rodonita, un poco de calcita, baritina, que acompaña a la galena, pirita, blenda, tetraedrita, polibasita, rosicler, argentita, pirita de cobre y plata nativa. Todos los minerales son argentíferos. Las menas de alta ley tienen más de 6,5 kg. de plata y las de baja ley 0,375 kg. por tonelada. La cantidad de plata explotada allí en los tiempos pasados, ha sido sumamente grande. Los filones principales, son: Cuchilladas, San Cristóbal y El Toro (Velarde 1908).

3. Yacimientos de cobre.

Entre los yacimientos de cobre del Perú, hay yacimientos de contacto, filones e impregnaciones.

a. Yacimientos de contacto.

Los únicos yacimientos de contacto de cobre conocidos hasta la fecha en el Perú, son: Magistral, en la prov. de Payasca (D. 7) y Tintaya, en la de Chumbivilcas (L. 14). En el contacto

de la andesita con calizas pálidas bien estratificadas del cretácico, se han formado en la roca granatífera de Magistral, bolsonadas más o menos grandes. Los minerales predominantes son piritas de hierro y de cobre y pirrotina; pero además hay un poco de bornita, cobre gris y algo de molibdenita. La zona de oxidación, hoy explotada ya, ha dado, según dicen, mucha plata. La ley media de cobre es de 8—9% y la de plata es bastante baja.

En Tintaya, más o menos a mitad de camino entre Arequipa y el Cusco, se halla, a lo largo del contacto entre la riolita y la caliza, una masa impregnada con hematita y minerales de cobre: carbonato, silicato, cuprita, cobre nativo, chalcosina, bornita y pirita de cobre (Basadre 1918).

b. Filones de cobre.

Ya hemos dicho que entre las vetas de plata, plomo y zinc, las cupro-argentíferas y las solamente cupríferas, existen toda clase de transiciones, de modo que una separación es a menudo difícil de establecer; sin embargo he tratado de hacerla aquí, según que predomine uno u otro grupo:

α. Vetas solamente cupríferas.

A 20 km de Oroya está Cachicachi (G. 10), en donde los diques de una andesita muy básica (dolerita segun Vielmetter 1927, 61) cruzan las calizas liásicas fuertemente plegadas y atravesadas por filones, a partir de los cuales fueron reemplazadas metasomáticamente en tal grado que a menudo han desaparecido las características de una veta. (Noriega 1908; Velarde 1908) Los minerales se componen de óxidos, carbonatos y silicatos de cobre, con muy alta ley (hasta 68% de Cu) y un relleno de cuarzo, calcita y hematita, en el cual existe cobre nativo.

Hay también pequeñas vetas cupríferas dentro de roca volcánica en Yuracyaco, cerca de Huancayo (G. 11).

En Antamina afloran, en pizarras negras, numerosos filones interestratificados, que contienen cuarzo y siderita como ganga, y piritas de hierro y cobre, con ley de cobre en partes muy elevada, y de plata muy baja (Velarde 1908). Cerca está también Huari, donde unas pizarras negras, calizas y formación porfirítica,

están cruzadas por diques eruptivos básicos. Los filones metalíferos tienen aquí espesores de 1—6 m, con gangas de cuarzo y calcita o siderita; los minerales útiles son piritas de hierro y cobre y ocasionalmente panabás. La ley de cobre sube hasta 25—30%, siendo la de plata muy baja.

A 50 km al oriente de Huancayo está situado Monte Colpa (VELARDE 1908), donde yace caliza sobre arenisca y la formación porfirítica, y el granito como la diorita existen en las cercanías. Allí afloran en la caliza vetas con pirita de cobre, chalcosina y galena con ganga de calcita.

También existen filones cupríferos en la región de Rosario y Sacsaya, en el distrito de Acobamba de la prov. de Angaraes.

Una zona cuprífera que no tiene mucha importancia, se halla cerca de la costa, entre Nazca e Ica (G. 13) (FUCHS 1905; MILLER y SINGEWALD 1919), dentro de un macizo de diorita con labradorita, en el cual ha hecho intrusión una diorita cuarcífera más moderna. Existen también allí diques de andesita con derrames de basalto, y solamente los filones con rumbo O—E contienen minerales en clavos de beneficio. Estos aparecen en la diorita, pero es posible que por su génesis estén relacionados con el basalto. En la zona de oxidación se encuentran: crisocola, malaquita, cuprita, cobre nativo, hematita y limonita, hierro oligisto y más raras veces, atacamita; y en profundidad existen: marcasita, piritas de hierro y de cobre, pirrotina, mispiquel, covellina y chalcosina. Las gangas son numerosas: fuera de cuarzo, calcedonia, yeso, calcita y kaolín, hay también turmalina, epídoto y clorita. La ley de cobre de los minerales de San José de los Molinos, varía de 6—19%. Los filones de Cansa, tienen 6—28% de cobre y se distinguen de los demás por su ley de oro (5—10g.) y por la presencia del mineral de cobalto heterogenita. Las vetas de Tingue dan 12—30% de cobre y las de Yauca 10—12%.

Cerca de Vilcabamba, en el depto. del Cusco, afloran en la Quebrada de Huamanapi y entre calizas silíceas, vetas de pirita de cobre, con rumbo NE—SO, que contienen de vez en cuando algo de tetraedrita argentífera. Las gangas son cuarzo y feldespato, y la ley de cobre es buena al parecer. En la prov. de Canas se hallan también en caliza los filones de cobre de Huarca y

Capacmuro, como en los cerros de Vilcanota hay, en Aguas Calientes, vetas con minerales de antimonio y cobre, y en Maranganí, filones de cobre (Dueñas 1907).

Deben de haber sido conocidas por los antiguos minas muy ricas de cobre en el Cerro Capia, en la ribera occidental del lago Titicaca, pues todavía se ven allí enormes canchas con minerales que contienen hasta 20% de cobre. (Romaña 1908).

En la Cordillera de la Costa, cerca de Mollendo (L. 15), hay igualmente vetas de cuarzo con minerales de cobre, sobre todo cerca de Posco (Velarde 1908). En las vecindades de Ilo está la mina San Juan, en granito, que contiene cuprita, atacamita, crisocola, malaquita, covelina, brochantita, chalcosina, chalcopirita y tetraedrita, con ley de cobre que sube hasta 20%, de plata muy baja, pero en cambio con algo de oro. A 40 km al SE de Ilo, existen tambien pequeñas vetas de cobre en Puite.

En el distrito de Moquehua (M. 16) se halla el yacimiento de Toquepala, formado en parte por impregnaciones y guías de cobre.

β. **Vetas cupro-argentíferas.**

La región de Hualgayoc (D. 5) (Málaga 1904) está constituida por pizarras, areniscas y calizas, con muchas erupciones de andesita dentro de las cuales y en su vecindad afloran numerosas vetas cuyo rumbo varía entre N y E. Los filones contienen unas veces mayor ley de cobre, y otras más elevada ley de plata. Especialmente la zona de oxidación, hoy día casi agotada, ha sido muy rica en plata, pues se ha sacado de ella en el trascurso de un siglo 3,910,000 kg. de plata. Una descripción rápida de los filones principales caracterizará el yacimiento: La veta de Santa Lucía tiene una potencia de 1,50 m con una zona explotable de 0,30 m y contiene, en cuarzo y baritina como gangas: tetraedrita, blenda, galena, piritas de hierro y de cobre; mientras que en la zona de oxidación la ley de plata era muy alta, llega á bajar en la de los sulfuros á 2,75 kg. En la veta Santo Cristo, de igual composición, la ley de plata es de 4—7 kg. por tonelada, subiendo a veces hasta 16 kg., y la ley de cobre es 3—12% con 8 g. de oro por tonelada. En el filón Paccha, fuera de los minerales ya mencionados, se encuentra también mispiquel y su ley media en plata es 3,3 kg., por

7—12% de cobre. El filón Aransasú ha dado cantidades especialmente ricas de pirargirita y de sulfuro de plata, con una ley notablemente alta en este metal; y los sulfuros primarios contienen 4 kg. de plata con 6% de cobre. Grandes cantidades de menas de igual composición ha suministrado la veta Consulado, que dió desde 1895 hasta 1900, 20,000 kg. de plata; y en la mina Sinchao predominan menas con 18%, de cobre, y poca plata, que forman clavos de beneficio.

Las minas de Punre están situadas cerca de Celendín (O. 5), entre 3700 y 4100 m de altura. La región se compone de areniscas y cuarcitas con antracita del wealdiano, muy metamorfoseadas y penetradas por un enorme dique de dacita horneblendífera y por varios filones, algunos de ellos en el contacto con la dacita. El relleno está formado por chalcopirita, galena y tetraedrita con ley considerable de plata y de vez en cuando algo de oro. (Málaga 1905b).

En diorita y pórfido, están á una distancia de 30 km de Chilete, las vetas cupro-argentíferas de Surubamba, con relleno de pirita, galena y tetraedrita en ganga cuarzosa y 43—45% de cobre con 1,6—2 kg. de plata por tonelada.

En la región superior del valle de Chicama (D. 6) existen en pizarras, margas, cuarcitas y calizas del cretácico inferior y medio, las vetas interestratificadas de Sayapuyo, genéticamente relacionadas con la liparita del Cerro Blanco. Los filones de corrida muy larga, tienen espesores hasta de 2 m, conteniendo de preferencia piritas de hierro y cobre con mispiquel y además tetraedrita muy rica en plata, un poco de blenda, argentita y chalcosina. No he observado en ninguna parte la enargita mencionada por Le Roy Miller y Singewald. La ganga es cuarzosa. En algunas partes hay galena argentífera y muy raras veces bismuto y espato de manganeso. En el filón Sud-América se encontró mucho cobre nativo; y en la veta Ollanta, una masa de 9 m de potencia de chalcosina casi pura. La veta Camotera tiene más de 1 m de chalcopirita maciza. Las menas son muy ricas en plata y en partes contienen también 5—10 g. de oro por tonelada. Los filones principales son Ollanta, Sud-América, Bronce, Mesías, Camotera, Milagro y Misteriosa.

No muy lejos de Sayapuyo queda Carangas, donde afloran en pizarras titónicas y cuarcitas del neocómico inferior, vetas de 1 m de potencia, aproximadamente, que en la zona de las pizarras contienen una mineralización mucho más rica que en las areniscas. Piritas de hierro y de cobre, panabás y cuarzo, forman el relleno de las vetas, que en las bonanzas contienen 3—5% de cobre y 5,83 kg. de plata por tonelada (MÁLAGA 1905a).

En las pizarras, areniscas y cuarcitas del cretácico inferior, cruzadas por diques de traquita, aparecen los filones de Algamarca (MÁLAGA 1905), que broccan en las líneas de cruzamiento con los diques. Su espesor varía de 0,8—1,2 m. El relleno se compone de cuarzo como ganga, y de piritas de hierro y de cobre con mispiquel y panabás. La ley media de las menas, es de 14% de cobre, 2,6 kg. de plata y 10 g. de oro por tonelada.

Genéticamente relacionados con la andesita, están los filones de San Miguel (MÁLAGA 1906b), en la prov. de Santiago de Chuco, que afloran en pizarras y areniscas del neocómico, conteniendo en ganga cuarzosa galena, blenda, bornita y panabás: con 15% de cobre, 1,67 kg. de plata y 10 g. de oro por tonelada.

Una ley alta de cobre tienen las vetas de la vecindad de Cárás y Pueblo Libre, en el Callejón de Huailas (E. 8), que puede elevarse hasta 22% (Cuatro Naciones), 30% (Tubalcaín) y 35% (Independencia). La ley de plata llega hasta 10 kg. (El Topacio), pero generalmente fluctua entre 1 y 3 kg. por tonelada. En el filón Tres Amigos, se observó una ley de oro de 20 g. por tonelada. Fuera de los filones ya citados, mencionaremos: Monserrate, Libertador, Trinidad, La Porfía, La Recompensa, Carmen, Apostol Chico y Santiago.

En el distrito de Recuai (E. 8) existen numerosas vetas, de las que mencionamos a continuación las más importantes (DENEGRI 1905): Collaracra que se ha seguido sobre 3 km, en su rumbo, dentro de la porfirita, con potencia variable entre 0,60—4,50 m; su relleno se compone en la parte del Noreste, de dos fajas de cuarzo con galena antimonial, blenda y algo de pirita de hierro, y en la parte Sudoeste, de piritas de hierro y de cobre, mispiquel, estibina, panabás, blenda, bornita y boulangerita, con o sin cuarzo; la veta tiene clavos de beneficio y las zonas inter-

mediarias, kaolinizadas, son estériles; su ley de plata varía de 0,6—8 kg. siendo la más común de 2,3 kg.; la ley de cobre es 3—7% y la galena rica contiene 4 kg. de plata y 55% de plomo.

De constitución semejante, son también los filones del cerro Huancapetí, que contienen mucho antimonio y dan 2,5—3 kg. de plata con ley en plomo y cobre.

Cerca de Aija (E. 8) se encuentra el cerro Huinac (VELARDE 1908), compuesto de roca eruptiva, en la cual se abren numerosas vetas que se cruzan a menudo en ángulo recto con potencias que llegan hasta 1,80 m; contienen en ganga cuarzosa, piritas de hierro y de cobre, tenantita, panabás, bornita y otros sulfuros de cobre; pero también se ha observado galena, mispiquel, phillipsita, y su ley de cobre es de 8—12% con 1—2 kg. de plata por tonelada. En las cercanías se hallan los filones de Carambamba, que con rumbo E—O, cortan á unas areniscas; tienen un espesor de 0,9 m, y contienen, en ganga cuarzosa, galena, blenda y panabás, con 4—8% de cobre y 1,66—6 kg. de plata por tonelada.

Las vetas y vetas interestratificadas de Chavín (E. 8), en arenisca que alterna con pizarra, contienen, en una ganga de cuarzo y siderita: pirita, panabás, un poco de bornita, chalcopirita y galena; su ley de cobre es elevada. En Tuco, en la prov. de Bolognesi, hay también en sedimentos, filones con chalcopirita, pirita de hierro cuprífera, panabás y blenda, que contienen 15—35% de cobre y algo de plata. (MILLER Y SINGEWALD 1919).

Vetas de 0,2—1,5 m de potencia con cuarzo, piritas de hierro y de cobre, panabás y blenda, cruzan las areniscas y cuarcitas de Queropalca; contienen 2,5—18% de cobre, 1—25 kg. de plata y algo de oro.

Pariajirca situado en el cerro de Vinchos (F. 9), tiene un filón de 2—4 m de espesor con cuarzo y piritas de hierro y cobre argentíferas.

También 15 km al Noroeste del Cerro de Pasco está Atacocha, en donde (F. 9) las vetas llevan especialmente galena y pirita de cobre con ley de 14%, 30—38% de plomo y 1,5—1,67 g de plata por tonelada.

En el **Cerro de Pasco**[1] encontramos calizas triásicas y liásicas

[1] Sobre la amplia literatura sobre el Cerro de Pasco véase la bibliografía.

con areniscas y calizas pertenecientes al cretácico inferior, cubiertas en parte por conglomerados de caliza en discordancia sobre aquellos sedimentos. A estos se agregan en muchas partes, riolitas y, en la parte oriental de la región, aglomerados y tobas riolíticas. Al NO de la ciudad del Cerro de Pasco aparece un macizo eruptivo de unos 3200 m de diámetro, compuesto en su parte occidental de riolita y en la oriental de aglomerados riolíticos, macizo que ha sido considerado a veces como chimenea volcánica. (FUCHS 1920; MC LAUGHLIN 1925).

Las calizas están en parte silicificadas y teñidas de un color oscuro por óxidos de manganeso y hierro, formando lo que llaman allí «cascajo». Según DUEÑAS (1921), la teoría de STEINMANN, conforme a la cual el cascajo no es otra cosa que una pseudomórfosis de la caliza por el ácido silícico y los minerales, es errónea. DUEÑAS hace notar que la silicificación de una masa de caliza compacta, no puede ser causa suficiente para explicar el fracturamiento de aquella. Declara que el cascajo es idéntico a los mismos conglomerados que afloran en el cerro Uliachí (?), los que serían cruzados por las vetas con rumbo O—E. La enorme intrusión riolítica habría sido la portadora de las soluciones metálicas, que encontraron en los conglomerados un buen medio para su difusión, al mismo tiempo que ofrecieron condiciones favorables al enriquecimiento en minerales cupro-argentíferos.

La mineralización debe ser también más reciente que la riolita, pues la ha influenciado, lo que no debe sorprender, porque es mas reciente que el conglomerado de caliza pero anterior a la mineralización misma.

Ahora tenemos que distinguir dos diferentes formas de este yacimiento: 1º los filones metalíferos y 2º las impregnaciones en los aglomerados y tobas riolíticas.

Al parecer, los yacimientos revisten en profundidad la forma de vetas, mientras que en las rocas más altas, trituradas, forman poderosas zonas de impregnación. Distinguimos de arriba hacia abajo, las zonas siguientes: la zona de los «pacos», es decir óxidos de hierro argentíferos, muy pobres en cobre, que alcanzan a veces una potencia de 100 m y tienen una ley media de 0,1—2,5 kg

de plata. Incluidas en estos depósitos se encuentran bolsonadas de plata nativa, argirodita, panabás y otros sulfuros ricos, que han formado las llamadas «boyas». Debajo de esta zona oxidada sigue una masa enorme de piritas, en forma de impregnaciones, cuya ley es demasiado baja en algunas partes para ser explotable por el momento. En esta zona piritosa, la ley de plata disminuye con la profundidad, mientras que la ley de cobre aumenta. En los alrededores del pique Diamante, se intercala entre la zona de los «pacos» y la de piritas, otra zona más: la de los sulfuros ricos. La pirita, a su vez, pasa en la profundidad á minerales que contienen considerables masas de galena y blenda. Aparentemente, estos minerales sulfurosos han sido formados por sustitución en las tobas y aglomerados de riolitas.

Pero una gran parte de los sulfuros situados debajo del cascajo y pacos, está encerrada en verdaderos filones. Trátase de piritas de hierro y de cobre, bornita y otras especies, con cuarzo y algo de calcita. En los puntos de enriquecimiento se ha explotado menas con 38% de Cu. En algunos sitios se halla además galena y ocasionalmente bismuto, que ha sido objeto de explotación en la mina La Regla. En la mina Peña Blanca, el mineral está formado por pirita, enargita y famatinita; y desde un punto determinado del lado setentrional de la bonanza de esta mina hacia abajo, existe galena y blenda en abundancia. Encuéntranse además otras vetas ricas que cruzan la zona piritosa, pero suelen existir también fuera de esta zona. Le Roy Miller y Singewald se inclinan a creer que las masas ricas de enargita sean enriquecimientos secundarios dentro de las menas pobres piritosas. Ciertamente que es posible que la enargita haya podido formarse por soluciones alcalinas descendentes que sustituyan la pirita; pero, siendo justamente las vetas de enargita primaria muy frecuentes en los Andes, y estando en todo en los caso los filones sulfurados del Cerro de Pasco debajo del cascajo, me inclino a suponer que el origen primario de la enargita es el mas probable.

Estas vetas de cobre corren generalmente de O a E y los minerales se hallan distribuidos en ellas, por lo común, en clavos de beneficio más o menos verticales. Si estas vetas pasan a la pizarra arcillosa, brocean y su continuación puede constatarse en tal caso,

sólo por una escasa impregnación con pirita de la pizarra. Son de ese tipo las vetas Cleopatra, La Docena, San Anselmo, Santa Emilia, San Emiliano, Santa Teresa.

La zona mineralizada Noruega, separada del Cerro de Pasco, tiene una constitución muy parecida. Consiste en una riolita metamorfoseada, que pasa en parte a una roca oscura silicificada e impregnada con más o menos pirita y también allí encontramos, dentro de la pirita pobre, bonanzas más ricas en enargita.

El Cerro de Pasco es uno de los yacimientos de plata más ricos del mundo, pues desde 1784—1878 se exportaron 4,780,000 kg. de plata.

En sus cercanías se halla el yacimiento de Colquijirca, en donde las pizarras y capas de conglomerado fino de esta zona están cubiertas por calizas que encierran capas de pizarra y arenisca que terminan rápidamente en cuña. Los sedimentos están plegados y en las inmediaciones se encuentran erupciones de traquita o andesita. En la caliza existen 5 mantos, es decir capas mineralizadas, que se han reconocido por tres kilómetros en dirección, y por 2 km perpendicularmente al rumbo. El manto superior es solamente ferruginoso. El manto número 2. es el más importante, pues su potencia en la parte Norte es algo superior á 5 m y en su parte Sur, allí donde se junta con el 1. y el 3., ha formado una zona mineralizada de más de 30 m. La caliza ha sido muy sustituida metasomáticamente por sílice o por piritas. En los afloramientos hay óxidos con 0,02—0,1% de plata por término medio, y a menudo se encuentra plata nativa en forma de dientes e hilos; a mayor profundidad hay piritas de cobre y hierro, blenda y galena, con 40% Pb. Más frecuente que la blenda, es el panabás. La ley de plata es de 0,25%, y á veces más elevada; la ley de cobre de 2—6%. (Arce 1921; Miller y Singewald 1919; Velarde 1908).

Al SO del Cerro de Pasco se halla también la región minera de Huayai, conocida bajo el nombre de Huancaveliça (no hay que confundir con el yacimiento de azogue de Huancavelica!) á 4500 m de elevación. (Velarde 1906). La región está compuesta de la formación porfirítica con calizas, margas, areniscas y conglomerados del cretácico inferior, superpuestas en concordancia,

y penetradas por grandes masas de dacita. Más hacia el Este, hay también riolita. Los filones cruzan todas las rocas, exceptuando a la riolita, con rumbo general E—O. Existen además algunos cruceros. Según el relleno, puede distinguirse dos grupos en las formaciones minerales: el de los sulfuros de cobre y escasa ley de plata, y el que tiene panabás argentífero, galena y blenda. Las vetas de cobre se hallan sobre todo en la roca eruptiva. El filón El Travieso tiene una potencia de 1 a 3 y hasta de 8 m, y contiene enargita, tenantita, y chalcopirita en ganga cuarzosa; y además, en menor cantidad, galena, blenda, bismutina y antimonita. Las menas dan hasta 24% de cobre y por término medio 11—12%, 0,7—1,5 kg. de plata y 8 g. de oro por tonelada. Además de éste, hay gran número de otros filones.

Una zona filoniana de 112 kilómetros cuadrados, es la de **Morococha** (F. 10), actualmente el centro tal vez mas importante de la produción peruana de cobre, que se halla entre 4300 y 5300 m de altura. (Masías 1909; Jochamowitz 1908a; Velarde 1908; Miller y Singewald 1919). Allí se encuentra sobre una formación de conglomerados carbónicos, calizas y margas del liásico, que se extiende de E a N, es decir desde Alpamina hasta el cerro Nuevo Potosí; siguiendo por arriba hacia el Noroeste, cerca de Anticona, pizarras y areniscas del cretácico superior. Todas las capas están plegadas y atravesadas por dacita y diorita[1].

Entre los yacimientos de esta región relacionados por su génesis con la dacita, podemos distinguir dos grupos, á saber: la zona cuprífera de Morococha y la zona cupro-argentífera de Alpamina más al oriente. Casi todos los filones siguen la direccion NE—SO. Según su relleno, puede distinguirse además dos grupos entre las vetas cupríferas: las vetas de enargita en la dacita, con baja ley de plata; y las vetas de chalcopirita, con mayor ley de plata, que se encuentran preferentemente en la caliza, pero también en la dacita. En los filones sobre caliza, ha tenido lugar una intensa sustitución metasomática, sobre todo a lo largo de los intersticios situados entre las capas especialmente adecuadas, llegando en ocasiones hasta tal grado, que el mineral ha conser-

[1] Miller y Singewald (p. 482) llaman a esas rocas pórfido; y porfirita, según las investigaciones de Berkey.

vado la estratificación originaria de la caliza. Algunos depósitos de minerales son de origen enteramente metasomático, como el de Churruca. Le Roy Miller y Singewald llaman la atención sobre la formación de los «mantos» en el contacto de la dacita (pórfido) o la caliza con la «peridotita»: si los filones corren casi perpendicularmente al plano de contacto, entonces terminan rápidamente en cuña; pero si lo encuentran bajo un ángulo pequeño, entonces se forman a la largo del contacto extensos depósitos de minerales, en parte metasomáticos. Los filones de enargita contienen piritas de cobre y de hierro, enargita, tenantita y panabás, poca ganga y baja ley de plata; pero las demás vetas contienen principalmente chalcopirita y panabás, un poco de bornita, pirita de hierro, galena y blenda. La mineralización de las vetas ha tenido lugar generalmente en clavos de beneficio irregulares y contiene en término medio 8—10% de cobre, y 0,35 kg. de plata por tonelada, pero localmente puede ser mayor esta ley. El espesor de los filones es variable; de vez en cuando forman ensanchamientos con mineral rico, como por ejemplo, el de la veta San Miguel, que alcanza más de 13 m. Algunas vetas tienen una pequeña ley de oro.

Describiremos brevemente algunos filones:

La veta Gertrudis aflora en caliza, llevando en ganga cuarzosa piritas de cobre y de hierro, panabás, blenda y galena. En el techo progresa la mineralización metasomática, a lo largo de las grietas de la caliza, hasta una distancia de 12 m.

A las vetas de enargita, pertenece San Miguel, en la que se ha encontrado varias bonanzas y cuya ley de cobre disminuyó en profundidad de 25% a 8% y la de plata de 0,4 á 0,1 kg. por tonelada.

Churruca es un depósito metasomático en la caliza, cerca del contacto con la roca eruptiva, de una longitud máxima de 100 m y de 30 m de ancho. Los minerales son piritas de hierro y de cobre con 10% de cobre.

En la zona occidental de Anticona, están las minas de San Florencio y La Tapada, que han dado menas muy ricas en pequeñas bolsonadas, con 6—15 kg. de plata y 20 g. de oro por tonelada.

Los filones de Alpamina, cerca de Morococha, encuén-

transe enteramente en caliza y marga y como los de este lugar, tienen rumbo NE—SO, pero están cruzados por otro sistema de vetas de dirección N—S. Los minerales que compañan la ganga de cuarzo y un poco de calcita, son galena argentífera, panabás, polibasita, etc. La veta Nelly dió minerales con 29% de plomo y 3,3—4,5 kg. de plata.

En el cerro Concuspata se han cateado minerales en ganga de calcita, cuya ley de plata alcanzó hasta 23 kg. por tonelada. La ley media de plomo, es aquí de 50%, y a ella se agrega una baja ley de cobre.

En el valle de Andaichahua aflora un número de filones con rumbos entre N—S y NE—SO, todos en dacita y con una zona de oxidación muy profunda. Esta llega, por ejemplo en la veta Pucaurco, hasta 105—140 m, y contiene «pacos» con 0,5—1,2 kg. de plata por tonelada. En la zona de cementación se presentaron ricas menas de plata nativa, argirodita y rosicler, y a profundidades aún mayores, blenda y pirita con rosicler, en cuarzo y baritina. El filón Colombia tiene dos fajas mineralizadas bien distintas: la una contiene cuarzo, rodonita, blenda y pirita con pecas de minerales de la zona de cementación, en un espesor de 0,8—1 m; y la otra tiene cuarzo con galena y pecas de plata nativa y rosicler, siendo su potencia de 0,3 m. En esta veta se ha explotado mucho mineral con 30—40 kg. de plata por tonelada. El filón Triunfo contiene chalcopirita argentífera con 10—20% Cu y 1—3,5 kg. de plata por tonelada. (Velarde 1908).

En Casapalca (F. 10) (4140 m) la andesita atraviesa areniscas, conglomerados, calizas y margas del jurásico (?) y del cretácico. En la roca eruptiva afloran los filones con rumbo NE—SO, pero a menudo pasan a la caliza. Según Herrera, en el conglomerado predominan las piritas y en la marga galena y blenda, cuya ley de plata aumenta acercándose las vetas a la roca eruptiva. En la andesita, los minerales son más abundantes, pero de menor ley. La veta Carlos Francisco ha sido explorada hasta la notable profundidad de 900 m, con igual potencia y relleno. Según Le Roy Miller y Singewald (1919), la proporción de la plata al cobre disminuye con la profundidad, de 1:20 á 1:30. La veta ha sido seguida por 2 km y tiene un espesor medio de 1 m, que aumenta

en algunas partes hasta 4 m. Tetraedrita y rosicler aparecen en las vetas como minerales secundarios. La ley de cobre de los minerales varía de 1,5—5%, la de plata de 1—5,75 kg., la de plomo alrededor de 30% y la de zinc de 13% (VELARDE 1908).

El distrito de Carampoma está igualmente ubicado en la prov. de Huarochirí y contiene filones cupro-argentíferos con leyes variables de 5—13%, de cobre 30—38%, de plomo y 1,25—5 kg. de plata por tonelada. (VELARDE 1908).

En Huarochirí está también el valle de Aruri (VELARDE 1908), donde aflora la formación porfirítica cruzada por andesita. El rumbo de los filones es de N.—S y NE—SO, y contienen cuarzo con galena, tetraedrita, pirita de hierro, blenda y mispiquel. Algunas vetas contienen también chalcopirita con buena ley de cobre. La tetraedrita contiene 10% de plata, la galena 3—7 kg. por tonelada, y el mispiquel 25—30 g. de oro. El relleno del filón tiene generalmente una estructura zonal.

Cercano al anterior queda el yacimiento de Pacococha (HERRERA 1908, 1909), donde afloran en riolita vetas de cuarzo con chalcopirita, galena, blenda y cobre nativo ocasional. El mineral tiene gran espesor y distribución regular. La ley de cobre sube hasta 10% y la de plata hasta 1 kg. por tonelada.

A 30 km al Norte de Jauja, se encuentran, dentro de pizarras, los filones cupro-argentíferos de Apaicancha. Contienen chalcopirita, un poco de panabás y ocasionalmente pirita de hierro, en manganosiderita y cuarzo como gangas. La ley de cobre varía de 2,5—22%, la de plata de 1,6—7 kg. por tonelada y la potencia de los filones de 0,4—2 m. (DUEÑAS 1906).

Jatumsaigue queda a 40 km de Jauja (G. 10), donde afloran en una roca eruptiva oscura, vetas de cuarzo con piritas cupríferas y galena, conteniendo 9—10% Cu, 8% Pb y 0,375 kg. de plata por tonelada. (DUEÑAS 1906).

Los filones de Suitucancha enclavan en caliza y contienen panabás con 6—8% de cobre y 0,6 kg. de plata, en ganga de calcita (VELARDE 1908).

En la región de Paucarbamba (DUEÑAS 1908), yacen en discordancia sobre pizarras negras fuertemente plegadas, areniscas coloradas, conglomerados, pórfidos y más arriba calizas. El granito

y la diorita penetran en estos sedimentos. Los filones que se ofrecen allí, son en parte plumbo-argentíferos, en parte contienen minerales de plomo, plata y oro, y por último de cobre y plata. La ley de plomo sube hasta 70%, la de cobre es mucho menor, la de plata llega hasta 9 kg. y la de oro hasta 5 g. por tonelada.

Cerca de Huachocolpa, a unos 30 km al SE de Huancavelica (G. 11), hay una región de más o menos 300 kilómetros cuadrados con vetas de plomo, plata y cobre (VELARDE 1908). La región está constituida por las capas de la formación de porfiritas, cubiertas acercándose hacia Huancavelica, por areniscas y calizas del cretácico superior. Los minerales son: galena, piritas de hierro y de cobre, blenda, panabás argentífero, y rosicler. Las gangas son el cuarzo y la baritina. La zona de oxidación ha sido denudada, de modo que en la superficie aflora la zona de cementación. Los filones que no son muy anchos, dan 5—11% de cobre, hasta 32% de plomo y 0,6—20 kg. de plata por tonelada.

En la prov. de Angaraes (H. 11) está el yacimiento de Julcani dentro de la formación porfirítica cruzada por riolita hacia el poniente. Existen allí dos sistemas de filones, uno de los cuales constituido por vetas de cuarzo con tungsteno y piritas auríferas será descrito más adelante. El otro sistema contiene minerales argentíferos de plomo y cobre. Los minerales son: piritas de hierro y de cobre, galena y panabás argentífero; la ganga, además de fragmentos de la caja, consiste en siderita, baritina y cuarzo. La ley de cobre es de 2—18%, la de plomo llega a 50%, la de plata oscila entre 1,7—9,7 kg. y la de oro de 9—65 g. por tonelada. (DUEÑAS 1908).

Los filones de Pampamali afloran en rocas graníticas y porfídicas a 35 km al SE de Lircai (H. 11) y contienen principalmente piritas de cobre y de hierro en ganga cuarzosa, con 18% de cobre y 0,5 kg. de plata. (VELARDE 1908).

En la zona niquelífera situada alrededor de Rapi, existen vetas cupro-argentíferas en Titipucro, Atumpucro, Acapa y en otros lugares (HABICH 1904).

Al oriente de Castrovirreina (H. 12) se encuentran, en la formación porfirítica, los filones de Caudalosa. Dicha formación está cruzada allí por andesita en varios lugares y las vetas

llevan piritas de cobre y de hierro, blenda, galena, bornita y antimonita; los minerales de cementación correspondientes aumentan la ley de plata, la cual disminuye en profundidad a favor de la de cobre. La ley de cobre suele llegar hasta 30%, la de plata hasta 8,3 kg., la de oro á 8 g. por tonelada y los minerales tienen además un buen contenido de plomo (Loveday 1904; Dueñas 1908).

Los filones de tetraedrita argentífera de La Tembladera se hallan en la región de Vilcabamba (K. 12) cerca del Cusco (Dueñas 1907). Son conocidos allí 14 filones con rumbo N—S, en caliza y areniscas rojas, que demás de la tetraedrita, contienen, en ganga de calcita, plata nativa y argirodita.

En la prov. de Canchis se conoce vetas con minerales de plomo, plata y cobre, en Pitumarca.

En la región del lago Titicaca (Jiménez 1908) están los yacimientos de Maravillas, constituidos por minerales de cobre y plata con 4—14% de cobre y 1—1,5 kg. de plata; los de San Antonio de Esquilache, con un poco de cobre, 15% de plomo, 5 kg. de plata y 13 g. de oro por tonelada; los de Aruni, donde existe una veta de tetraedrita y, entre pizarras paleozoicas, una marga que tiene cierta ley de plata (0,25 kg. por tonelada); y en los alrededores de Juli, se hallan por último vetas de galena con tetraedrita en riolita. Filones parecidos existen en la riolita de Putani.

En la prov. de Moquehua (M. 16), en el cerro Cobrecoya, afloran, en caliza, varias vetas con piritas de hierro y de cobre, galena y un poco de tetraedrita argentífera. (Alayza y Paz-Soldán 1898).

No muy lejos de Arequipa, se encuentra la mina Tres Cerros, cuyas menas dan 12% de cobre, 0,2 kg. de plata y 4 g. de oro por tonelada, y también las de Yarabamba, que suministran igualmente minerales de cobre con ley de oro y plata.

En Cojenes hay por último filones cupro-argentíferos, y la veta Sacramento contiene malaquita, crisocola y cuprita, en ganga de calcita. Los minerales oxidados dan 6—8% de cobre y 0,25 kg. de plata.

γ. **Vetas de enargita.**

Tal como sucede con los demás filones de cobre, los de enargita tampoco presentan tipos completamente puros; pero si tenemos en cuenta que constituyen depósitos característicos de las formaciones montañosas de las orillas del Pacífico, se justificará que nos ocupemos de ellos separadamente.

En la región de Quiruvilca, cerca de Santiago de Chuco, (D. 6) grandes masas de andesita, con las tobas y brechas correspondientes, en algunas partes muy alteradas, cubren los sedimentos del cretácico inferior. En ellas afloran tres extensos sistemas de filones: el más meridional contiene minerales de plata en ganga cuarzosa; el central se compone de vetas con enargita, y el del Noroeste, de vetas de plata con ganga de baritina[1]. (Delsol 1878; Málaga 1906b; Velarde 1908; Miller y Singewald 1919; Stappenbeck 1925).

La corrida de las vetas es a menudo muy considerable; las Chimborazo y Progreso se han seguido por 10 km, y la veta Papelillo por 8 km. Los clavos de beneficio se hallan con mucha frecuencia en las líneas de unión de los vetas y en los cruces. La zona de oxidación carece generalmente de profundidad y la que existió en algunos filones ha sido ya removida por la erosión. Esta zona, como también la de cementación, ha suministrado menas muy ricas, sobre todo con mucha plata nativa en forma de dientes, de donde proviene el nombre de Quiruvilca (= diente de plata). Los minerales se componen de piritas de cobre y de hierro, mispiquel, enargita, tenantita, panabás, galena y blenda.

Mientras que los minerales de la zona de oxidación dan 3 kg. de plata por tonelada, y en algunas partes mucho más, los minerales sulfurados contienen 0,5—3 kg. de plata, ley que en los filones Bronce, Progreso y Huasco llega hasta 12 kg. de plata, y 9—10% de cobre. Pero la ley de cobre aumenta a 25—28% donde aparecen la enargita, la tenantita y el panabás, disminuyendo la de plata que suele estar generalmente en proporción inversa. Todos los minerales tienen regularmente ley de oro, hasta de 10 g. p. tn. En

[1] Una posición intermediaria tienen los filones cupro-argentíferos de la Pampa de la Julia, que se hallan algo al Este de las vetas de plata y de las que contienen enargita.

las vetas de enargita (Morococha, Elvira, Almiranta, etc.), este mineral se encuentra por lo común en asociación compacta y más raras veces zonal, con la pirita; pero en otras vetas abunda el mispiquel, y parece que estos dos minerales se reemplazaran mutuamente. Fuera de esta enargita primaria, existe todavía otra secundaria en grandes cristales, a los en que faltan las rayas y aristas normales de los cristales de enargita, y que presentan un aspecto áspero debido a pequeños cristalitos de chalcosina que cubren los de enargita. Los filones del cerro Quiruvilca tienen mucha galena y dan menas con 24% de plomo. La veta Bronce ofreció una gran bonanza en el cruce con otro filón: tenía esta 60 m de largo, 40 m de profundidad y 1,40 m de espesor y el mineral apareció en tres fajas, de las que la primera tenía 0,20 m de potencia y 16—27 kg. de plata por tonelada, la segunda 0,40 m de espesor con 5—6 kg., y la tercera de 0,80 m de potencia con piritas de 1,25 kg. p. tn. Esta bonanza dió en plata un beneficio de Lp 30,000. No es posible hacer una descripción de las numerosas vetas dentro del espacio de este capítulo y por eso se mencionarán solamente las más importantes fuera de las ya citadas, como son Yuraccaca, Merced Chica, Porvenir, El Plomo, Merced, San José, Trujillo, San Andrés.

El Toro se halla a 50 km al Sudoeste de Quiruvilca y allí, además de los filones auríferos ya descritos, que se encuentran en la arenisca, afloran en la andesita vetas con enargita, tenantita, pirita de hierro y panabás, en ganga de cuarzo (Málaga 1909).

Los filones de cobre y tungsteno de Mundo Nuevo, llevan también algo de enargita y trataremos nuevamente de ellos más adelante.

Las vetas de enargita del Cerro de Pasco y Morococha han sido ya descritas, de modo que basta mencionarlas aquí.

También en la riolita del asiento minero Huarón-Huaiyai hay una veta con enargita, esta es la veta Travieso, explorada sobre 1200 m en dirección, y 500 m en profundidad, siendo su potencia de 0,5—1,5 m. Contiene 12 g. de oro, 3,5 kg. de plata y 12% de cobre y se encuentran las siguientes especies: cuarzo, rodonita, enargita, piritas de cobre y de hierro, tetraedrita y blenda. La zona de oxidación no alcanza a gran profundidad y está casi libre de cobre (Dueñas 1921).

c. Impregnaciones.

El yacimiento de impregnación que se halla en el Cerro de Pasco, fué ya descrito anteriormente (p. 351—352).

En Asapara, a 20 km de Huancayo (G. 11), hay areniscas rojas y conglomerados, con mantos de porfirita y meláfido. La arenisca está impregnada allí de minerales de cobre, formando los yacimientos de Clorinda y La Generala (Dueñas 1908).

Del mismo modo se hallan en Zepita, cerca del lago Titicaca, varias capas de arenisca impregnada con minerales oxidados de cobre. La ley media de cobre es de 3%.

En Ferrobamba, al SO del Cusco, existen piritas cupríferas como impregnaciones y se ha puesto allí a la vista 25—30,000,000 toneladas.

Cerro Verde cerca de Arequipa (L. 15), se compone de una diorita cuarcífera o tonalita, dominada por riolita que linda con granito porfídico. El mineral de cobre se halla diseminado en la riolita. La zona de oxidación, de 60—70 m de espesor y contiene silicatos y carbonatos de cobre, siguiendo más abajo sulfuros enriquecidos. Entre los 100 y 150 m de la superficie, principia el granito. La ley media de cobre es de 2—2,5%; y hasta fines de 1918 se había comprobado la existencia, mínima, de 18,000,000 toneladas de mineral.

En Toquepala, cerca de la frontera chilena, se encuentran grandes cantidades de mineral finamente distribuido en la riolita. La ley media de cobre es de 1,9%, con 1 g. de oro por tonelada; y en las cercanías está el yacimiento de Quellaveco, donde hay mineral de cobre diseminado en diorita cuarcífera y riolita. La riolita cruza aquí la diorita cuarcífera en pòderosos diques y los minerales son carbonato de cobre, un poco de vitriolo de cobre y además piritas de cobre y de hierro. Contienen 1,5% Cu, 20 g. Ag y 1 g. Au por tonelada. (Basadre 1918).

4. Azogue.

El más famoso yacimiento de azogue del Perú es el de Huancavelica (G. 11), que se halla dentro de una zona mineralizada de 65 km de largo y 1—3 km de ancho, con rumbo NO—SE, entre Palcas y Huachocolpa, en calizas y areniscas del cretácico

inferior y medio muy dislocadas. Encima de esta formación se encuentran en discordancia, conglomerados. En esta formación se intrusionaron porfiritas y basaltos, y en la zona mineralizada, menores cantidades andesita. El cinabrio impregna generalmente la arenisca donde es porosa, más raras veces la caliza cuando está agrietada y por último el conglomerado. Fuera del cinabrio y del mercurio nativo, hay en cantidades limitadas: galena, blenda, pirita, mispiquel, marcasita, rejalgar y antimonita. Sobre el modo como se encuentra el mineral, dice UMLAUFF lo siguiente: en la arenisca, se halla en vetas perpendiculares a la estratificación, como impregnación y en pequeñas masas; en la caliza, en guías sobre las grietas, con cinabrio de estructura cristalina; en pequeños stockwerks; en masas lenticulares; como relleno polvoroso en cavidades; como impregnación en los conglomerados y en una rajadura rellenada por escombros en el basalto. La ley del mineral es de 2% y en las canchas se estima que hay unas 150,000 toneladas de roca con 0,10% de mercurio. Muestras seleccionadas dieron 7—10% de mercurio. La producción total de mercurio de Huancavelica asciende hasta la fecha a mas de 52000 toneladas (UMLAUFF 1904, DUEÑAS 1908, BERRY & SINGEWALD 1922).

En el depto. de Huánuco se encuentra el yacimiento de azogue de Chonta (F. 8) a 4460 m de altura (VELARDE 1908; GARBIN 1904). Allí en las cuarcitas y areniscas cretácicas, afloran tres vetas interestratificadas con rumbo N—S, que encierran bolsonadas de pirita de hierro, blenda, galena, panabás y cinabrio en ganga cuarzosa. Estas bolsonadas están en comunicación por pequeñas guías de pirita de hierro. Las menas tienen una ley de plata que varía entre 2,5—28 kg. por tonelada, y 2—25%, — en término medio de 10% — de mercurio. El yacimiento ha sido explorado 2 km. en dirección

En Cuipán, en la vecindad del Cerro de Pasco, hay en la caliza impregnaciones de cinabrio con 2% de mercurio, y una potencia que apenas llega a 10 cm. (DUEÑAS 1909).

5. Yacimientos de hierro.

a. Segregaciones magmáticas.

A este grupo pertenecen los dos grandes yacimientos de Huacravilca y Marcona.

Huacravilca está situado al poniente de Huancayo (G. 10) á una altura de casi 5000 m, en la región carbonera de Jatunhuasi. El yacimiento está formado por dos lomas de magnetita y hematita y está situado en el contacto de una diorita con areniscas y calizas jurásicas. Hay a la vista 64,000,000 toneladas de mineral con 60% de hierro por término medio, y sin fósforo; pero en algunas partes contiene mucha pirita de hierro, y entonces el contenido de azufre sube a casi 10% (Dueñas 1918).

Una segregación magmática es también la magnetita en el granito de Torrioc, en el depto. de Junín (F. 10); y además el yacimiento de hematita de Marcona al Sud de Ica (G. 13), a sólo 10 km de distancia de la pequeña bahia de San Juán. Trátase aqui de segregaciones en diorita, cuya cantidad se estima en 300,000,000 toneladas, cifra que exige un severo examen.

En Livitaca, en el depto. del Cusco (K. 12), hállanse segregaciones magmáticas de magnetita y hematita en diorita cuarcífera y gabbro cuarcífero (Cerro Quiriorco) de gran pureza y Dueñas (1907) ha calculado la existencia mínima de mineral visible en el cerro Yanacaca, en 450,000 toneladas con 55% de hierro.

b. Yacimientos de hierro de contacto.

Con seguridad puede atribuirse a este grupo solamente el yacimiento de Huine, cerca del Cusco (K. 12), donde se encuentran, en el cerro Chunchulanca, grandes masas de hematita en diorita cuarcífera y a lo largo de su contacto con caliza.

También el yacimiento de Vinchos, cerca del Cerro de Pasco, está relacionado con un contacto entre granito y caliza metamorfoseada en mármol. En el límite, hállanse bolsonadas de hematita de 4—10 m de espesor, que también continúan en dirección (Dueñas 1919).

c. Vetas de hierro.

Cerca de Cayaicancha (Calleycancha) (Pflücker 1906), donde afloran cuarcitas, areniscas y también diorita á poca distancia, existen algunos filones de hierro. Dos sistemas de vetas con rumbos NE—SO y N 30° O cruzan los sedimentos, alcan-

zando espesores de 5 m, 4 m y 1,5 m. Se ha explorado esas vetas por 600 m y continúan al parecer. El mineral es hierro oligisto en ganga cuarzosa con 51—67% Fe, poco azufre, fósforo y un contenido bastante alto de ácido silícico. Dentro de los mismos sedimentos afloran cerca de Aija y en la vecindad de diques de andesita, filones de magnetita con un poco de pirita de hierro, de 1—2 m de potencia y cuya ley de hierro varía de 56 a 70% (PFLÜCKER 1906).

En la región del Cerro de Pasco hay un filón de hematita de 1—3 m de espesor en Catahuariyoc (DUEÑAS 1919).

d. Yacimientos sedimentarios de hierro.

Un yacimiento sedimentario es tal vez el yacimiento de hematita de Tambo Grande (B. 4), al Este de Piura (VENTURO 1904). Existe allí hematita terrosa y á veces porosa, con 50% de hierro y 18% de sílice. Sus condiciones geológicas no están bien dilucidadas aún.

Sedimentarias parecen ser también las hematitas micáceas en pizarras y cuarcitas encontradas cerca de Gayupacrestan, en el depto. de Junín.

También hay por último limonita en la cuenca del río Amazonas, en Pebas, Nauta y otros lugares.

e. Yacimientos de hierro manganesífero.

En Iscai-Cruz, al poniente del Cerro de Pasco, se halla, entre cuarcita y pizarra, una veta de hierro manganesífero de 8 m de espesor, rumbo NO—SE y 5 km de corrida, que contiene 28—30% Fe, 16—22,5% Mn, un poco de fósforo, arsénico y sílice DUEÑAS (1919) menciona la veta de Iscai-Cruz y por último GERTH (1916) menciona un yacimiento de hierro manganesífero en Andahuailas (K. 12), al Oeste del Cusco.

6. Yacimientos de manganeso.

Mineral de manganeso existe en las pizarras cristalinas próximas a Reventazón, en el Cerro Illescas (A. 4/5) situado en la costa Norte del Perú. Ignórase detalles.

7. Yacimientos de níquel y cobalto.

Estos fueron descubiertos en Rapi, cerca de Ayacucho (H. 12). La región se compone de calizas, areniscas y cuarcitas sobre diorita, cruzadas por diques de riolita y porfirita. El mineral mismo acompaña a la serpentina. Un gran número de filones profundamente descompuestos, que se pueden seguir por más de 10 km, corren casi paralelos, de O a E, ramificándose muchas veces en guías. La potencia varía de 0,5—0,60 m. Los minerales son: plata nativa, argentita, rosicler, panabás, niquelina, gersdorfita, ullmannita, annabergita, cobaltina, esmaltina, piritas de cobre y de hierro y minerales de plomo y plata. Las gangas son cuarzo, espato de cal y manganocalcita. La ley media de niquel es 26%, pero sube a veces hasta 43%; la ley de cobalto es 14—18% y la de plata 1,4 kg por tonelada (Habich 1904; Remy 1904).

También han sido descubiertos filones con níquel y cobalto en la región de Vilcabamba, cerca del Cusco (K. 12), entre las quebradas de Huamanapi y Minasmayo, donde afloran en caliza, con rumbo O—E, hasta con 2 m de potencia, y llevan, en ganga de calcita, niquelina y de vez en cuando esmaltina, como también pirita de hierro, panabás, galena y rejalgar (Dueñas 1907).

8. Yacimientos de estaño.

Hasta la fecha no se ha encontrado todavía la continuación de los yacimientos estaníferos de Bolivia en la región del lago Titicaca; y si realmente pasan la frontera, es posible que se encuentren en las prov. de Sandia y Carabaya.

Un lugar de donde se conoce minerales de estaño en el Perú, es Canta, en el depto. de Lima.

El hallazgo de casiterita anunciado de Huaranchal, en el departamento de la Libertad, no ha sido confirmado.

Además, se ha encontrado casiterita en las vetas auríferas de Pachaconas, en el depto. de Apurímac (Velarde 1908).

9. Yacimientos de tungsteno.

Los yacimientos más grandes de tungsteno, se encuentran en los alrededores del Cerro Pelagatos (D. 7), á 6000 m de altura,

en el límite de los deptos. de Ancash y La Libertad[1], y en la región algo más al Sur, de Conchucos. Estos yacimientos son de wolframita, hübnerita y ferberita.

Las minas de Compaccha, Tamboras y Mundo Nuevo forman el distrito setentrional. En Compaccha hay pizarras (quizá titonianas) casi horizontales y por encima cuarcita. Algunos diques de aplita, entre los cuales algunos tienen un espesor extraordinario, cruzan las pizarras, en las que afloran los filones de cuarzo metalífero. Al lado de los filones mineralizados, las pizarras se muestran muchas veces descoloridas y a veces kaolinizadas; en parte han sido alteradas en pizarras con haces anfibólicos y pizarras mosqueadas. Sorprende la ausencia de turmalina, topacio, fluorita y casiterita en las vetas de cuarzo, y la muscovita existe solamente en pequeñas cantidades en forma de hojitas muy pequeñas.

Los minerales de tungsteno son especialmente abundantes en la parte superior de los filones, pues más abajo sigue una zona donde están entremezclados con piritas y otros minerales de cobre, (!enargita!) y en profundidad parecen pasar a filones cupro-argentíferos. Las condiciones están aquí pues en orden inverso a las minas de Cornwall, donde se encuentran en las partes más elevadas los minerales de cobre y en las más profundas los de estaño.

Los filones se han reabierto y recibido en algunas partes un segundo relleno de minerales de plata y cobre con enargita. Las gangas son el cuarzo y más raras veces la siderita; los minerales útiles wolframita y hübnerita, piritas de cobre y de hierro, pirrotina y mispiquel. La scheelita ha sido observada raras veces y en el filón La Calva y en Tamboras hay ferberita junto con enargita, galena, blenda y tetraedrita. En el segundo relleno se han depositado principalmente minerales de plata, tetraedrita, galena y blenda, que han dado en la veta Milagro bonanzas ricas de plata, es decir con 1,2% y en partes hasta 30% (?). Un fenómeno de transformación frecuente que se observa en el afloramiento de las vetas, es aquel por el cual los cristales de wolframita han sido lixiviados completamente hasta el punto de que el hierro residual

[1] Observaciones propias de STAPPENBECK; una descripción más detallada se dará en otro lugar.

forma un relleno suelto de oligisto en huecos bien definidos del cuarzo.

En Huaura, en el Cerro Pelagatos, hay un granito con biotita y abundantes fenocristales de ortoclás de 1—3 pulgadas, que hizo intrusión en pizarras y cuarcitas, y en su contacto con los sedimentos, aparece un potente filón de cuarzo lechoso, segregado en lajas paralelas y salpicado con cristales de hübnerita y de pirita de hierro. En sus grietas existe un mineral verde-amarillento finamente diseminado (ocre de wolfram?) y a lo largo de las vetas el granito está alterado en greisen. La mica, de por sí no muy frecuente en este género de yacimientos, es aqui más rara todavía.

En Huayapón, a 4500 m de altura, afloran en cuarcita dos vetas caracterizadas por abundante fluorita. Donde se encuentra allí este mineral, puede esperarse siempre ricos hallazgos de hübnerita. La ganga predominante es el cuarzo, que se presenta en hermosas drusas, pero hay además minerales de cobre y de plomo enriquecidos, tetraedrita y pirita de hierro. Esta última impregna frecuentemente la cuarcita a lo largo de las salbandas.

La ferberita es el mineral predominante en los filones de tungsteno de la vecindad de Conchucos, especialmente en Cabracocha.

Las vetas de cuarzo aurífero con tungsteno de Julcani, en la prov. de Angaraes (H. 11), fueron ya descritas anteriomente.

Se ha descubierto también filones de wolframita en las cercanías de Puno, a orillas del lago Titicaca (M. 14).

10. Yacimientos de molibdeno.

Son algo frecuentes en el Peru las vetas de molibdenita, como pasa por ejemplo cerca de Cascas (Contumazá — D. 6) y en Samne (valle del río Moche) en el depto. de La Libertad. Además al Sur de Santiago de Chuco, en Santa Clara cerca de Lima, en Parac y al Oeste del Cerro de Pasco, existen como vetas angostas. En este último lugar tienen de 0,20—0,25 m de potencia y se ofrecen enclavadas en granito, con relleno de molibdenita y pirita de hierro. Más grandes que estas parecen ser los yacimientos de la prov. Dos de Mayo, en Huánuco.

Pero los yacimientos más importantes están en la vecindad de Jauja (Dueñas 1906, Velarde 1908), en donde afloran en el cerro Tarma, cerca de Runatuyo (G. 10), siete vetas interestratificadas de 0,05—0,40 m de espesor, en cuarcitas relacionadas con una roca granítica y que contienen cuarzo con grandes escamas de molibdenita, un poco de pirita de cobre y de hierro, blenda y mica.

Otro punto donde se encuentra también molibdenita, es el cerro Torrioc en Cayán, donde tanto granito como riolita muestran filones de cuarzo con molibdenita.

Cerca de Ollantaitambo (K. 10), se encuentra por último un yacimiento de molibdenita, bajo los glaciares del cerro Salccantay, a 6000 m de altura, que parece ser muy importante.

11. Yacimientos de vanadio.

Casi todos los yacimientos de asfaltita del Perú descritos en otro capítulo (p. 382) contienen vanadio y por eso aquí trataremos solamente del mayor yacimiento de esta clase o sea el de **Minasragra,** situado cerca del Cerro de Pasco (F. 9) y á 4600 m de altura.

El yacimiento se halla en pizarras rojizas y verdosas neocómicas con capitas de caliza, cruzadas por diques y vetas interestratificadas de riolita. En las pizarras se halla la veta de asfaltita que es vertical, lenticular, de 95 m de largo, 5 m de espesor y que está explorada hasta 65 m de profundidad. En su parte media, la asfaltita está divida casi simétricamente por un dike de riolita de 1 m de espesor. Según la profundidad, podemos distinguir una zona oxidada, otra zona sulfurada y la llamada «veta madre». Los minerales son: un hidro-carburo rico en carbón (86,63%), pobre en materias volátiles y compacto; rizopatronita, un sulfuro de vanadio negro verdoso de peso específico 2,6—2,7, dureza 2,5, con 19,53% V y 54,29% S; quisqueita, una asfaltita tuberosa de superficie negra muy brillanta y lisa, con 31% S y 42% C y además pequeñas cantidades de óxidos de hierro, manganeso y cromo con bravoita, un sulfuro doble rojizo-amarillento de hierro y niquel con vestigios de titano, azufre y yeso. En los alrededores del depósito, las calizas han sido transformadas en yeso por las aguas sulfuradas. La llamada «veta madre», es una mezcla de material terroso con 1—12% V

consistente en sulfuro de vanadio diseminado, y anhidrita transformada en su mayor parte en yeso. El origen del yacimiento no está dilucidado todavía por completo.

Los minerales exportados tienen 20% V_2O_5, pero en la actualidad se les enriquece tostándolos hasta que tengan 50%. El yacimiento ha dado hasta la fecha un 80% de la producción total de vanadio del mundo (HEWETT 1909, MILLER y SINGEWALD 1916).

12. Yacimientos de bismuto.

El bismuto existe en San Gregorio, cerca del Cerro de Pasco (F. 9), bajo la forma de arseniato de bismuto y como impregnación de una arcilla o como relleno amarillo pálido de las grietas de una brecha de arenisca. El mineral tiene aproximadamente 3% Bi. La procedencia del bismuto es allí completamente desconocida aún. La cantidad de mineral existente es muy grande (MILLER y SINGEWALD 1916).

13. Yacimientos de arsénico.

Minerales de arsénico, como mispiquel, rejalgar, o minerales arseníferos como la enargita, existen en muchos yacimientos de cobre y plata del Perú; pero en ninguna parte, se lleva a cabo su explotación especial por arsénico.

14. Yacimientos de antimonio.

Los minerales de antimonio se encuentran en muchas partes del Perú y sobre todo como subproductos de yacimientos de plomo, plata y cobre, como p. e. en el depto. de Cajamarca (D. 6). En Salpo y Quiruvilca existe una veta hasta de 4 m de espesor de antimonita, con 28% Sb; y otras, con abundante antimonita con 50% Sb, se hallan en Cerro Negro, cerca de Huamachuco. También hay potentes vetas de antimonita con 30—35% Sb en el cercano Cerro de Huailillas.

Desde mucho tiempo atrás se conoce la riqueza en antimonio del depto. de Ancash, donde se encuentra en casi todos los yacimientos de plata y plomo, pero sobre todo: en la mina El Antimonio cerca de Recuai, en Collaracra, Ticapampa, y en Uchucchacua donde afloran filones de cuarzo con 38% Sb y

0,17 kg plata por tonelada. Lo mismo pasa en Roca, cerca de Ticllos, donde existen vetas de antimonita con 0,66 kg de plata. En la prov. de Payasca se hallan también las vetas con antimonita fibrosa de Corongo (minas Huancavelica y Shangalorco), otras en el cerro de San Antonio cerca de Ancos y el de Sangapuro cerca de Yapo.

En el depto. de Lima hay filones de antimonita con 30—55% Sb, sobre todo en la prov. de Huarochirí (F. 10) y en Yauliyaco, Piedra Parada y San Mateo, como también en el Cerro Anta (mina Prosperidad).

Cerca de Yauli (F. 10) en el depto de Junín, hay antimonio en la mina Santa Maria y en Carahuacra. También hay mucha antimonita en Andaichahua (minas El Talismán, Elisa y Fraguamachai) y en Pucará donde se encuentra antimonita con senarmontita.

En el depto. de Huánuco existe antimonio en Huayanca (mina Condor), prov. Dos de Mayo.

Del depto. de Huancavelica (G. 11) citamos los siguientes filones de antimonita, que contienen hasta 50% Sb: Huachocolpa, Yillinta, Incahuasi, Carhuapata, Socosvinchos, Atunsuya. En la mina Caudalosa, en la prov. de Castrovirreina, existe la antimonita en ganga de cuarzo y de baritina, con galena, blenda, bornita y pirita de hierro, en vetas que pasan por las rocas de la formación porfirítica.

En los alrededores de Ayacucho (H. 12) hay yacimientos de antimonita en Arqui, cerca de Huanta, y en Huayai.

En el asiento minero de plata de Cayoma, abunda la antimonita en el cerro Animas (mina Amable Rosa).

En el depto. del Cusco (K./L. 12/13), son frecuentes los yacimientos de antimonio, así los hay en Marcapata, Sicuani, Tirapata, y en la prov. de Quispicanchi. Las vetas de Chimboya contienen además de antimonita en ganga de cuarzo y calcita, pirita de hierro, galena y blenda; se las clasifica como vetas de contacto. Los yacimientos más importantes están con todo en la prov. de Canchis, en el distrito de La Raya (M. 13), en areniscas rojas y claras, margas rojas, calizas y pórfidos. Las minas del cerro Quilcunca cerca de Aguas Calientes, contienen hasta 65% Sb.

En el depto. de Puno existen por último las minas de San Pedro, San Juan, San José y La Raya, cuyos filones enclavan en margas, areniscas, calizas o conglomerados de cuarzo, acusando una ley hasta de 70% de Sb. Una de las vetas tiene 5 m de espesor (WECKWARTH 1908a).

15. Yacimientos de torio.

Arenas con monacita hay, según dicen, en la playa de Pacasmayo (C. 6); pero no se han verificado estudios detallados de ellas hasta la fecha.

B. Yacimientos no metalíferos.

1. Petróleo.

El petróleo se halla en el Perú en dos regiones y dos formaciones diferentes:

a) en el Noroeste del país, en el depto. de Piura y la prov. litoral de Tumbes (A/B. 2/3), dentro de una faja de más o menos 35 km. de ancho a lo largo de la costa entre Tumbes y Paita, (y aún algo más hacia el Sur), en la formación terciaria (A/B. 1—5).

b) en el Sud del país, al Norte del lago Titicaca en el depto. de Puno (M. 13/14), donde se comprobó el valor de la «formación petrolífera» perteneciente al cretácico superior, que continúa desde Bolivia. Pertenecen a este grupo también algunos yacimientos aislados poco conocidos del pié oriental de la Cordillera.

c) Se hallan además vestigios de petróleo en algunas otras partes de la Cordillera y su origen debe buscarse, en parte cuando menos, en estratos del cretácico.

a. El petróleo en el depto. de Piura y prov. de Tumbes.

Es esta la única región donde alcanzan los depósitos terciarios de origen marino su mayor extensión, y al mismo tiempo constituyen el yacimiento petrolífero más importante y más productivo del país (fig. 255, p. 258). Su estratigrafía y sus fósiles han sido ya descritos en las páginas 193—213. El petróleo se encuentra allí en todo el terciario: en la formación de Negritos, del terciario

inferior, los 1800 m superiores son productivos y explotados en la parte más antigua del campo de Negritos, asi como en La Brea y en la zona petrolífera de Cabo Blanco-Punta Restín. La serie de 1600 m de espesor de la formación de Lobitos, es productiva casi en su totalidad en Lobitos y Lagunitas y en la zona de Pozo del campo de Negritos. La formación miocénica de Zorritos contiene petróleo en los 1500 m superiores en la zona petrolífera de Zorritos y en algunos otros puntos más.

Un rasgo característico de toda esta región petrolífera, consiste en que no ha habido ningún plegamiento típico. El terciario se muestra fracturado en innumerables trozos independientes y los bloques principales están separados entre si por grandes fallas, que han producido muy a menudo saltos de varios miles de piés de altura (véase el perfil 2 del mapa). Estos bloques están igualmente inclinados en varias direcciones, pero al parecer no han sido movidos horizontalmente. De vez en cuando las fallas forman verdaderas zonas de trituración intensa, de un ancho de 400 m y aún más. Los bloques principales tienen diámetros hasta de varios kilómetros, pero generalmente los trozos son muy pequeños; también los bloques grandes están fracturados por una red de fallas menores. Esta fase de dislocación es aparentemente neogénica. Por los fuertes efectos de la erosión que siguió, cada bloque difiere del otro, no solamente por su rumbo e inclinación, sino en que se hallan también capas de edad completamente diferente colocadas una al lado de otra. Encima del todo, yace el cuaternario marino en discordancia y en varias terrazas de poco espesor.

Las manifestaciones petrolíferas de las capas terciarias, se observa no sólo en varios sitios de la tierra firme, sino también se citan de las Islas de los Lobos (B. 5) y en el mar, especialmente cerca de Cabo Blanco, Punta Restín y entre Talara y Punta Pariñas. También dicen, que brota petróleo en frente de la playa, unas 9 leguas al Noroeste del pequeño puerto de Pimentel (B/C. 5). Los volcanes de fango son relativamente raros en esta región, pero los hay en La Brea, Los Hervideros y otros lugares; en cambio frecuentemente existen gases y azufre como indicios de petróleo.

El rumbo y el buzamiento de los diversos bloques son completamente independientes, pero cerca de los cerros de Amotape

la inclinación es común hacia el Oeste y en la zona de Negritos, por lo general, hacia el Este. El buzamiento pasa raras veces de 35° y las más no llega 20°. A causa de las numerosas fallas y las dislocaciones, se halla a menudo arenas petrolíferas de niveles estratigráficos completamente distintos en igual posición, de modo que tienen comunicación las unas con las otras; en otros casos los bloques están tan separados hacia todos los lados por zonas de trituración, que el petróleo contenido en ellos no tiene salida, ni el petróleo de fuera encuentra entrada. Por lo común, estas zonas de trituración son impermeables, pero a veces pueden comprender grandes bloques de arenisca, que constituyen receptáculos independientes de petróleo. La arena productiva en un pozo, no lo es siempre en otro; y esto puede resultar, en parte, de la estructura lenticular de las capas y de una modificación lateral, pero generalmente es consecuencia de las numerosas fallas. A pesar de ello, ha sido posible constatar arenas especialmente productivas de gran extensión en amplias regiones petrolíferas.

Por lo general, el despedazamiento en bloques es la causa de que el aceite mineral no se haya concentrado del mismo modo que en los campos de anticlinales, o que esté repartido sobre una extensión grande y que por eso los sondeos sean poco productivos. El petróleo no sube en las fallas, y generalmente se encuentran los pozos menos productivos a lo largo de las grandes dislocaciones. Los más ricos en petróleo son los trozos menos fracturados.

Bosworth atribuye al petróleo del Noroeste del Perú un origen esencialmente vegetal y dice acerca de esto: «En la formación de Negritos, las pizarras arcillosas contienen entre las arenas petrolíferas abundantes manchas de materia carbonosa y a menudo partículas que son evidentemente restos de vegetales. Son estas arcillas carbonosas las que tienen fuerte olor a petróleo. La cantidad de carbón, que aún se halla dentro de las pizarras, es mucho mayor que todo el petróleo ya producido. Ignórase si las partículas carbonosas provengan de plantas marinas o terrestres.» Y en otros lugares dice: «También en la formación de Zorritos, son bien visibles las materias vegetales en las capas arenosas de la parte superior de estas acumulaciones» y « aunque el carbón visible en los sedimentos no se debe considerar naturalmente como fuente

del petróleo, no por eso deja de ser la prueba de la existencia anterior de muchas otras materias vegetales, de las cuales probablemente se ha formado el petróleo».

El color del petróleo es pardo oscuro o pardo verdoso, tiene una base mixta y un contenido de azufre de 0,041—0,046%. La densidad varía entre 0,79—0,91 = 47°—24° Bé, pero en general es de 0,81—0,85 = 43,2°—35° Bé. El petróleo crudo da 15—35% de nafta y gasolina, y 30—50% de kerosene. El residuo rinde un buen lubricante y constituye un buen combustible. El petróleo tiene los poderes caloríficos siguientes:

Zorritos 10,672. Lobitos 10,645. Negritos 10,803.

El petróleo de La Brea, Breita y Bayovar se halla muy cerca a la línea de la antigua playa. Allí el aceite es mucho más pesado y tiene un carácter más asfáltico que más al poniente (densidad en La Brea 0,88—0,91). La distancia a los cerros de Amotape es aquí de 3 km y en un pozo distante 4 km, la densidad corresponde a 0,87, siendo en Negritos y Lagunitas, distantes 9—15 millas de 0,785—0,865. La variación no obedece a una ley perceptible, aunque se observa que el aceite más pesado pertenece a la parte inferior de la formación de Negritos, depositada al parecer en un mar menos profundo. El aceite de grado elevado de Lagunitas y de la parte austral de la región de Negritos, con 0,79 de densidad, está distante 13 millas de los cerros de Amotape. El petróleo de Lobitos, a una distancia de 16 millas de la playa antigua, tiene una densidad de 0,84. Por el contrario, el petróleo de Cabo Blanco—Punta Restín tiene, a pesar de su mayor distancia — de 20 millas — una densidad de 0,85 proviniendo de la formación de Negritos, depositada en aguas poco profundas. La densidad del petróleo de Zorritos es 0,83 y su distancia a los cerros es de 14 millas.

La duración media de un pozo petrolífero en estas regiones, es 8 años y 7 meses.

La productibilidad media por pozo, era en 1921 de 1.509 m^3 = 9½ barriles por dia (Jiménez 1922).

La producción total de petróleo crudo del Perú que provino casi enteramente de este distrito, importaba en el año 1921 588,111.5 m^3 = 3,699,280 bbls.; siendo la densidad media 0,8309, resultaron 488,669 toneladas, esto es 0,49% de la producción

mundial de petróleo crudo, lo que colocó al Perú en el rango octavo (JIMÉNEZ 1922) entre los paises productores.

Campo petrolífero	por año		por dia	
	m³	barriles	m³	barriles
La Brea-Pariñas	515.808	3244.5	1.413	8.888
Lobitos	810.096	5095.6	2.219	13.957
Restín	604.009	3799.3	1.655	10.410
Zorritos	407.060	2560.4	1.115	7.013
Termino medio total	550.666	3463.7	1.509	9.492

El valor de la producción peruana, importaba en 1921, Lp 3,620,749, esto es 43,37% de la producción minera peruana, con lo que el valor del petróleo pasó al del cobre.

International Petr. Co.	m³ 449,269.2	Densidad 0.8304	76.39%
Lobitos Oilfields Ltd.	,, 126,630.5	,, 0.8325	21.53%
Zorritos (Faust. G. Piaggio)	,, 12,211.8	,, 0.8333	2.08%

Distribuida la producción de petróleo según las formaciones, participaron: la formación de Zorritos, con 5,85%; la formación de Lobitos, facies septentrional, con 20% y la facies meridional con 13,30%; la formación de Negritos, arenisca de Pariñas, con 16% y la formación de Negritos, debajo de la arenisca de Pariñas, con 44%.

La producción inicial más grande en 24 horas, se observó en el pozo Lomitas No. 1458 (zona de Negritos), que fué de 477 m³ y subió desde los 167 m de profundidad.

La profundidad media de las perforaciones era: en Brea-Pariñas, 874,4 m; en Lobitos, 585,52 m y en Restín 980 m. El sondaje más profundo de todos llegó a 1488.59 m.

El número total de los sondajes ejecutados desde el principio de la explotación hasta el 31 de diciembre de 1921 era de 2098, de los cuales en el día referido, 1068 estaban todavía en producción.

De 1903 a 1921 el Perú produjo 4,307,812 toneladas de petróleo, de las cuales sólo una mínima parte correspondió al campo petrolífero del Lago Titicaca (JIMÉNEZ 1922).

Del petróleo crudo producido en 1921, fueron beneficiadas 352,614 toneladas, las que rindieron: 114,162.9 m³ de nafta, 22,792.8 m³ de gasolina y benzina, 19,410.5 m³ de kerosene, 471,6 m³ de aceite lubricante y 223,787 toneladas de residuos.

El agua subterránea infiltrada desde la superficie es muy salada y existe sólo en cantidad reducida en las capas terciarias. La mayor cantidad se encontró en la arenisca de Pariñas, que aflora a lo largo de la costa, de modo que el agua de mar tiene acceso a ella. En el campo de La Brea hay relativamente mucha agua y en varios sitios se la encontró en el contacto entre el terciario y las rocas antiguas, agua cuya salinidad era la mitad de la del mar. Hay también en los estratos agua llamada «nacida al mismo tiempo» (connate water), aunque muy poca; solamente en algunas perforaciones, á 2¼ millas al ENE de Negritos, fué constatada con seguridad como yaciente debajo del petróleo.

Dentro de la formación de Zorritos se halla el campo petrolífero de Zorritos y los pozos de la Quebrada Heath sítuados cerca de la Caleta Grau. Estos pozos producen petróleo de las capas de transición poco inclinadas hacia la costa y a una profundidad de 200—400 piés. No se ha encontrado a mayores profundidades. En un sondaje de 4000 piés de profundidad, valle arriba, se tocó únicamente gas y agua salada caliente.

Cerca de Zorritos los bloques terciarios son bastante grandes y se inclinan con 5°—15° cerca de la costa y casi siempre hacia NE. Más hacia adentro, algunos están colocados casi horizontalmente, mientras que otros buzan hacia el mar. Están compuestos de series irregulares de arenisca y conglomerado que pasan en profundidad a pizarras arcillosas de un espesor de varios miles de piés. Los estratos de transición entre ambos, se componen de capas alternadas de arenisca y pizarra. El petróleo se halla en esta arenisca, casi siempre en profundidades entre 1000 y 1700 piés. Ocasionalmente resultan pozos surgentes de 100 barriles, como el 313 que surgió en 1915 con 250 barriles. Existe mucho gas que se consume en el lugar para alumbrado y generación de fuerza motriz. La zona productiva está cortada al SO por una gran falla cerca de la quebrada del Pozo. Al Sud de esta dislocación se encontró en unas pizarras parduzcas, solamente vestigios de aceite, gas y agua salada.

En Los Hervideros, en las cercanías de volcanes de fango, la profundización de los sondajes fué impedida por la gran cantidad de agua salada que se había encontrado. En Boca Pan y Cardalitos, los sondajes dieron solamente gas y agua salada.

Cerca de La Breita, afloran pizarras arenosas oscuras y capas de arenisca muy dura y calcárea. Allí una perforación encontró en varias profundidades aceite pesado. También en la Quebrada de Siches, donde existen manifestaciones importantes de petróleo en sedimentos que con mucha probabilidad pertenecen a la formación de Negritos, se encontró petróleo en varios pozos.

El campo petrolífero de Cabo Blanco-Punta Restín, está ubicado en los estratos de la formación de Negritos, que limita por fallas, con capas de la formación de Lobitos, en el Norte, en Punta Neurón, y al Sud de Punta Restín. Allí hay especialmente entre 1000 y 2500 piés capas productivas y los estratos están muy fracturados en bloques.

El campo petrolífero de Lobitos se halla en sedimentos de la facies septentrional de la formación de Lobitos. La mayoría de las perforaciones tiene menos de 2000 piés y rinden mucho menos de la mitad de la producción total de toda la región. La mayor parte proviene de un cierto número de pozos de 2500—4000 piés. Estos, que son surgentes, dan a menudo 500 barriles al día y surgen durante varios años con buen aceite. En Lobitos existen tanques con una capacidad de 30,000 toneladas de petróleo.

Negritos, Lagunitas, La Brea. — Los sondajes más antiguos están cerca de Negritos, sobre la formación del mismo nombre. Los bloques terciarios tienen aquí un rumbo general de N a S, buzando con 20°—30° al Este. Gran parte del petróleo de este campo proviene de una «arena petrolífera» de 50—80 piés de espesor, que se halla 1500 bajo la cúspide de la serie con *Turritella*. Algunos pozos de esta arena suministraron diariamente 300—500 barriles y han surgido durante meses. En capas superiores están ubicados muchos pozos con menores rendimientos. En la orilla septentrional del campo, una serie de sondajes dan el petróleo de la arenisca de Pariñas, existente en su base y llamada «arena del arbol». Encima de ésta hay mucha agua en las areniscas. Un rico yacimiento de petróleo, dentro de esta arenisca, existe en la Salina Grande, en donde las primeras perforaciones de 1000—1500 piés de profundidad, dieron durante muchos meses petróleo surgente en cantidad de varios centenares de barriles diarios. Algunos pozos tienen muchísimo gas. El campo de Lagunitas está sobre pizarras arcillosas y

arenisca silicificada de la formación de Lobitos, de la cual proviene la mayor cantidad del petróleo; pero también se saca, sobre todo en la parte occidental y sudoccidental, de la arenisca de Pariñas. En La Brea se obtiene petróleo con base asfáltica más pesado que todos los demás de la formación de Negritos (densidad 0,90 y 5% de contenido de gasolina).

Toda esta zona petrolífera, posesión de la «International Petroleum Co.», tiene puerto, tanques para 1,000,000 de barriles y en Talara una refinería con capacidad diaria de 7000 barriles. Desde el río Chira se conduce el agua potabla por una cañería de 24 km hasta las diversas dependencias explotación.

Al Sud de Paita se levanta, cerca de Bayovar, el Cerro Illescas (A. 4/5), compuesto de granito que penetró en esquistos antiguos sobre los cuales se apoyan capas terciarias. Cerca de La Garita, Bayovar y Reventazón, existen exudaciones de petróleo que parecen provenir de los estratos con *Clavilithes*. Los sondajes dieron como resultado muy poco petróleo(?)

b. El petróleo en el depto. de Puno.

La segunda zona petrolífera del Perú, mucho menos conocida, está ubicada en la altiplanicie septentrional del Lago Titicaca; pero también en la prov. de Canas se ha comprobado petróleo en Paipata y en los distritos de Pichihua y Pucpuquella. Es así como Dueñas (Dueñas 1907, Deustua 1912) comunica el análisis siguiente de un manantial de petróleo en el último distrito:

densidad a 21,15° C: 0,862,

benzina 0%, kerosene 12,8%, parafina 5%, residuo 87,2%.

El petróleo de Paipata fluye de una arenisca verdosa, pero proviene tal vez de una caliza, sobre la cual se encuentra aquella colocada en discordancia. En la región petrolífera dominan pizarras, areniscas y calizas. Gerth (1916) describe las condiciones como sigue: cerca de Puno se halla intercalado en arenisca y conglomerado, un sinclinal de caliza gris, en cuyo núcleo existen nuevamente conglomerados; en capas transitorias margosas, entre caliza y conglomerados, se hallan bancos de caliza arenosa con piedra córnea, cuya superficie está salpicada con pequeños caracolillos semejantes a *Hydrobia*. Junto a Calacoto, en las cercanías

de Juliaca, se encuentran en las mismas calizas grises, restos de *Melania* y *Paludina*. Es de suponer que sea el mismo horizonte del cretácico, que es también fosilífero cerca de Potosí. Los conglomerados situados en el núcleo del sinclinal, yacen en discordancia sobre la caliza y corresponden quizá a los estratos de Jujuy, del Noroeste de la Argentina.

En Pucpuquella aflora caliza negruzca en posición casi vertical y con rumbo NNO—SSE; y se encuentra encima, en discordancia, arenisca blanda, verdosa, probablemente terciaria, en posición horizontal, como también toba riolítica. Asi mismo cerca de Pusi hay caliza ligeramente ondulada, a veces en posición vertical, en discordancia sobre estratos paleozoicos compuestos de areniscas compactas, rojas, negras y claras. Todo el conjunto buza al NE.

Cerca de Quillo-Quillo, a 10 km de la Fundición de Maravilla, hay afloramientos de petróleo en caliza.

En Pusi, la Titicaca Oil Co. ejecutó 10 perforaciones que rindieron en término medio 50 barriles por día, desde profundidades entre 250 y 800 piés. También se iniciaron trabajos de sondeo cerca de Pirín (3950 m) y la perforación I encontró a los 700 piés agua salobre surgente; la perforación II, nada; la perforación III, algo de petróleo; la IV resultó surgente por 2 días y después el petróleo tuvo que ser bombeado obteniéndose 50 barriles diarios. Existe mucho gas. La densidad del petróleo á 25,15° C era de 0,8334, con de 7% parafina, de 0,4% agua, nada de bencina, 3,6% kerosene y 96% de residuos.

Otros afloramientos de petróleo se han encontrado también en Ichupaya y El Desaguadero.

La gran zona petrolífera que al parecer sigue el flanco oriental de la Cordillera — aunque con interrupciones — desde el Noroeste de la República Argentina pasando por Bolivia, el Perú, Ecuador, Colombia y Venezuela, hasta Trinidad, ya es conocida en el Perú en varios sitios; asi se presenta: en el río de las Piedras, afluente izquierdo del río Madre de Dios; cerca de Yurimahuas (F. 4), en el curso inferior del río Huayaga y en Yuracmarca en las cercanías de Chachapoyas (E. 5), donde se halla petróleo en un depósito de sal gema. Allí también se en-

cuentra, en el río Hualcalerat, un yacimiento de asfaltita que dá mucho gas de alumbrado y un coke esponjoso de lustre semimetálico con 43,50% de M. V., 35% de C. F. y 21,5% de cenizas. Hay igualmente petróleo en los cerros que se levantan entre los cursos inferiores de los ríos Huayaga y Ucayali en una zona que empieza aproximadamente en Chipesa y llega hasta la región de los ríos Pachitea y Pichis (G/H. 8/9). Afloran allí esquistos bituminosos, de los cuales exuda el petróleo, e igualmente se halla en todas partes sal gema, cuyas occurrencias llegan hasta el Cerro de la Sal en el curso superior del río Pichis. No se tienen mayores detalles (véase p. 181).

Poeppig (1835) menciona por último gases inflamables en el nacimiento del río Tulumayo y los cerros de Pana (F/G. 8), que forman el divortium aquarum entre Huánuco y Posuso.

c. Otros yacimientos.

Petróleo y asfalto obsérvase además en el Cerro Chumpi (Stappenbeck 1925) y en la altiplanicie de Parinacochas (H. 14), donde yace, probablemente en discordancia sobre pizarras arcillosas y cuarcitas de supuesta edad paleozoica, una caliza negra con piedra córnea casi siempre en posición muy inclinada y con rumbo de N 20° E. Siguen hacía arriba caliza gris-amarillenta, después marga rojiza, arenisca amarillenta, y al fín, areniscas y conglomerados rojos, que también encierran bancos de caliza gris, negra o amarillenta con capitas de piedra córnea. Estos estratos recuerdan los descritos por Gerth y que pertenecen probablemente a la misma formación. Hállase por encima y en discordancia, toba traquítica, de cuyas hendiduras sale en la Pampa de la Brea algo de petróleo y asfalto.

Al Norte de Coracora (H. 14) se observa un perfil de margas claras franjeadas (Flammenmergel) con fajas oscuras de piedra córnea, alternando con tobas verdosas arcillosas y siguen por encima tobas rojas muy arcillosas y blancas con más o menos 100 m de potencia, 10 centímetros de esquistos bituminosos con detritus de plantas y vestigios de petróleo, tobas claras con numerosísimos restos de plantas carbonizadas, y otra vez tobas muy potentes rojas y blanquecinas. Estas capas forman un anticlinal con rumbo

N 65° O, directamente hacia la Pampa de la Brea; pero allí se cruza con otro anticlinal menos elevado y de rumbo NS. En las estructuras más complicadas formadas por el cruce de ambos se hallan las manifestaciones petrolíferas.

Cerca de Nasca, existe en el Portachuelo Grande una caliza oscura muy bituminosa (¿ caliza fétida del vraconiano ?) (DEUSTUA 1912).

Petróleo se encuentra además, según se dice, en las prov. de Jauja y Huancavelica, en el cerro Condorcara de la prov. de Angaraes, y en el cerro Calaveras, en la prov. de Santa, pero no hay datos seguros de su existencia.

Dícese que en Yauli (F. 10) hay petróleo cerca de Huainacancha y a lo largo del Río Mantaro, en las cercanías de Oroya, donde impregna areniscas alternadas con pizarras arcillosas y se halla dentro de una potente formación cretácica.

2. Asfaltita.

Literatura: ANALES DE CONGRESO NAC. 4, 1921. BALTA 1899a. BRAVO 1904. BROGGI 1916. PFLÜCKER Y RICO 1883. TORRICO Y MEZA 1893. VELARDE 1899.

En el Perú central hay gran cantidad de vetas de asfaltita, cuyas cenizas contienen siempre vanadio. Estas vetas son generalmente de corrida muy larga, pero de espesor irregular que algunas veces llega a muchos metros, como en Lacsacocha (Yauli), y otras, solamente a uno, como en Marcapomacocha (F. 9). En los alrededores de intrusiones de rocas eruptivas, estas asfaltitas están alteradas de tal manera que toman el aspecto de antracitas; y en contacto con la andesita, toman el carácter de un verdadero grafito. Una importante zona se extiende desde Carhuapampa, en la prov. de Huarochirí, (yacimiento de Sillapata) hacia el Norte, hasta Minasragra (F. 10).

Las asfaltitas de Yauli contienen un porcentaje de vanadio de 1,2—1,5 de su peso de carbón fijo, que se enriquece diez veces en las cenizas por simple combustión. Las vetas afloran en las calizas del liásico hasta el cretácico inferior. Las asfaltitas bituminosas son negras con lustre resinoso y fractura concoidal, arden con llama larga, aglutinan ligeramente y con tanto más dificultad cuanto menos materias volátiles contienen.

En Yacsacocha (no hay que confundir con Lacsacocha!) corre por muchos kilómetros una veta; y en Pomacocha se explota una asfaltita semiseca con un poder calorífico de 7600—8250 calorías que a veces contiene azufre. La asfaltita de Rumichaca es seca, arde con dificultad, pero da un buen coke y tiene de humedad 0.60—1.15%, de materias volátiles 8.25—16.14%, de carbón fijo 75.5—87% y de cenizas 3.60—7.50%, con poder calorífico de 7750 calorías. Estas últimas asfaltitas son interrumpidas por la andesita de Morococha y no reaparecen sino en Lacsacocha. Otra interrupción por andesita se presenta cerca de Punabamba, hasta que en Marcapomacocha las asfaltitas se encuentran nuevamente en la caliza, de donde siguen por 40 km hasta las lagunas de Mariac. Siguen aquí los yacimientos principales y sus espesores son de 2 m en Antacoto, de 0.05—0.60 m en Laipicocha y de 0,70—1.05 m en Huamanripa. Según Broggi, existen en estas tres vetas juntas, 15000000 toneladas. Siguen después por Yanahuachuco con 1—2 m y hasta más de 5% de azufre y pasan después por Huarocchalán donde tienen casi 5%.

Junín y Carhuamayo tienen también vetas de asfaltita vanadífera que es casi como un grafito; y se conocen también otras en Carhuacayán, en Pariatambo, á 5 km de Oroya, en Yanaclara en Milagro, cerca de Huari, y por último en Cuchis, á 6 km de la estación de Huari. Esta ultima veta tiene 2 m de espesor de una asfaltita con: humedad 13,5%, materias volátiles 36%, carbón fijo 40,5% y cenizas 10%; su contenido de azufre puede llegar hasta 5% y dá un excelente coke. La veta de Chuicho posee 2—15 m de espesor de una buena asfaltita que se explota como combustible en las fundiciones de Morococha y Smelter así como para las locomotoras de la fundición de la Oroya, que dá: humedad 0,35%, materias volátiles 40,45%, carbón fijo 55,23%, ceniza 2,31% y poder calorífico 7765.

Igualmente afloran vetas semejantes en Suitucancha; cerca de La Limeña; en el valle que conduce de Huari a Huaihuai (0,30 m); en Saras, 5 km al SE de Chacapalca (3 vetas pobres en cenizas con poder calorífico hasta de 8000 calorías); en Pachacayo (0,4—1 m) y en Inke a 5 km de la estación de Huari. Este último es un yacimiento importante y de espesor muy variable.

Para terminar mencionaremos la asfaltita de la caliza de Calera, en la región de Pulpuelag; Magapata, cerca de Huayanca (F. 8) y Minasragra; (véase «vanadio» p. 369—370).

3. Esquistos bituminosos.

Estos existen sobre todo en el Perú Central. Pertenecen en parte probablemente al albiano, como p. e. en Saquicocha junto a la Laguna Patón, en Cajatambo y en Yanagori; en cambio, pertenecen al liásico inferior en Santo Domingo, Hondores, Carhuacayán y en la quebrada Tuyuruuca. En Churín los esquistos alcanzan un gran espesor y arden en parte con llama larga. Ensayos hechos por los geólogos de la Cerro de Pasco Copper Corp., dieron 25 galones = 94.6 litros de petróleo por tonelada.

(Anales del Congreso de 1921, 4.)

	Yanagori	Lag. Patón	Cajatambo	Sto. Domingo
Petrolena	60%	30%	55%	50%
Asfaltena	28%	30%	27%	35%
Cenizas	12%	40%	18%	15%

Los esquistos bituminosos del liásico inferior afloran también en la quebrada de Pucayacu, cerca del Cerro de Pasco.

Igualmente en el carbón neocómico próximo al Cerro de Pasco, hay intercalaciones de esquistos muy bituminosos como el llamado allí «sanchez».

Fuertemente impregnados con pirita de hierro existen, también al parecer en grande extensión en la región del río Ucayali inferior, lo mismo que en la desembocadura del río Nanay que echa sus aguas al río Amazonas algo abajo de Iquitos, al igual que en muchos otros lugares de aquella región.

4. Carbón.

En el Perú sólo se conoce hasta la fecha carbón del carbónico superior, del wealdiano y del terciario (Málaga 1921; Miller y Singewald 1919).

a. Carbón del Carbónico se conoce, mucho tiempo ha, como proveniente de la península de Paracas, cerca de Ica (F. 12), donde hay dos mantos (Fuchs 1900): el superior que tiene un espesor de

0,60 m y el inferior de 1,20 m, estando separados por un paquete esteril de 30 m de espesor. La formación se compone de pizarras y areniscas. Un análisis del carbón del manto inferior, dió por resultado: humedad 3,05%, materias volátiles 35,16%, carbón fijo 52,8%, cenizas 8,99%, azufre 0,34%, poder calorífico 7634.

Según Lissón, por medio de perforaciones, se ha encontrado carbón de igual edad debajo del carbón wealdiano cerca del Cerro de Pasco, y estos carbones carbónicos afloran más al Norte, entre Vinchos y Huánuco en una línea que pasa de Pamparcón por Era Nueva, Cutama y Cumbe cerca de Huánuco. No se dispone todavía de datos más exactos.

Según se dice el carbón de Tambo, en el depto. de Ayacucho, es carbónico; pero las dudas existentes aún sobre esta determinación de la edad, parecen justificadas (Urbina 1891).

También es carbónico el carbón del lago Titicaca, en los alrededores de Puno (M. 14). Allí existe en Chupica un carbón malo y poco potente; y en la quebrada Colcani, 25 km al Sud de la estación Cabanillas, dentro de margas abigarradas, 0,34 m de carbón que parece un lignito. Los yacimientos de Capachique y Vilque, se clasifican mejor como de esquistos carbonosos. El carbón de Canaviri posee mucha ceniza y tiene un poder calorífico de 3450—6000 Dícese por último que en la cercanía de Juli hay carbón de esta edad.

b. El carbón wealdiano se presenta desde la región de Piura (B. 4) y Chachapoyas (E. 5), donde está desarrollado como lignito, hasta la región de Arequipa (L. 15); pero la zona carbonífera principal forma una faja de unos 800 kilómetros de largo entre Hualgayoc (D. 5) en el Norte y Huancavelica (G. 11) en el Sur. Donde el wealdiano se superpone a las pizarras marinas del titoniano, existe a menudo en las pizarras proximas al límite de la formación un manto de carbón que raras veces es explotable y cuya edad no está aún fuera de toda duda. El cretácico más inferior está formado por pizarras y cuarcitas, y en las pizarras que acompañan al carbón, se ha encontrado en varios lugares restos de plantas fósiles (compárese p. 101, donde está descrita la flora).

En una gran zona de esta inmensa región, el carbón originariamente en parte lignítico, en parte bituminoso, ha sido metamor-

foseado bajo la influencia de intrusiones granodioríticas y la presión orogénica en antracita de una calidad a menudo excelente. Esta transformación ha llegado en parte hasta la grafitización, mientras que en otros lugares el carbón conserva aún su carácter lignítico. El número de los mantos varía y llega en algunas regiones hasta cinco; ocasionalmente terminan en cuña o se petrifican. Su espesor varía desde pocos centímetros hasta 6 metros. Generalmente están encerrados en una serie de pizarras de varios metros de espesor, que se halla intercalada en las cuarcitas; pero no es raro que la misma cuarcita constituya también el piso y el techo de los mantos.

Entre Tambo Grande y Motupe, al NE de Lambayeque, (C. 5) se extiende al pié occidental de la Cordillera una serie de yacimientos de carbón, de los cuales se sabe bastante poco todavía, pero se dice, que el carbón de Motupe (antracitas de 1—2 m de espesor) es malo (MÁLAGA 1921; VENTURO 1904).

Una extensa cuenca carbonífera existe también en la prov. de Celendín, en donde una faja de este carbón se extiende desde Jerez y Mashacate hacia el naciente hasta Huashmín. Existen allí 3—4 mantos, cuyo espesor llega hasta 3,5 m, encerrados en una potente serie de areniscas, pero el inmediato piso y techo está formado aquí generalmente por pizarras negras quebradizas y hojosas. En Mashacate hay 3 mantos, de los cuales el superior tiene 2 m de espesor, los dos inferiores 1 m cada uno, y están separados cada vez por paquetes intermedios de 10 metros. Los carbones dejan mucha ceniza y están fuertemente dislocados (MÁLAGA 1905c; LUKIS 1909).

En Punre, Paticonga, Quinuacucho, Cerro Campana y Lago, el carbón ha sido transformado en antracita. Su calidad queda demostrada por el análisis siguiente: humedad 1,34%, materias volátiles 6,66%, carbón fijo 82,40% y cenizas 9,80%. Las hullas bituminosas tienen un color negro pálido, estructura lamelar hasta concoidal, fractura irregular y dan coke; la antracita de Punre es fibrosa, de lustre bien negro, muy dura, compacta y se quiebra en pedazos grandes.

Algo más al Noreste queda la gran cuenca carbonífera de Piñapata, en la que superpuesta a la cuarcita con 4 mantos de

antracita, se halla caliza; encima de ésta, entre Hualgayoc y Bambamarca, existe también un manto efusivo de traquita. Las separaciones entre los mantos de carbón son 16,6 m, 199,40 m y 8,30 m. Posible es, que haya otro manto más entre los mantos 2 y 3. Su espesor es, de arriba hacia abajo, de 2,15 m, 2,30 m, 2 m y 1,95 m. Los carbones son más ricos en gases en los mantos inferiores como se puede ver en los análisis que siguen:

	humedad	mat. volátil.	carbón fijo	cenizas
Manto 1. .	3,25%	4,25%	85,—%	7,50%
Manto 2. .	3,33%	5,67%	74,20%	16,80%
Manto 3. .	7,90%	10,40%	73,10%	8,60%
Manto 4. .	15,50%	38,90%	36,75%	8,85%

El techo de los mantos es firme. En Falso Corral, y lo mismo en Tuco, se ha cateado 2 mantos, de los que el más grande tiene 2 m. Du Bois Lukis estima el tonelaje de la antracita explotable de esta región, en 500,000,000 toneladas por lo menos: pero en esta cifra no está incluida la región desde Falso Corral hasta Las Vueltas.

Un manto de carbón aflora también en el camino entre los Baños del Inca cerca de Cajamarca y Punre (D. 6). Igualmente se ha encontrado carbón en otros puntos de los alrededores de Cajamarca, como por ejemplo en Hualanga, donde el carbón está muy dislocado; en Pariamarca y en el camino a Asunción cerca de Umahuai, donde son desfavorables, según dicen, las condiciones para una explotación. También a pocos kilómetros de San Marcos se ha descubierto un manto de carbón de 1 metro, en areniscas. Entre Cajabamba y Huamachuco (D. 6) existe antracita, probablemente en tres mantos hasta de un metro de espesor. En Huamachuco mismo se ha cateado carbón, como también en las cercanías, en Sayaporco, donde se presenta entre areniscas un manto de 2 m. Al pié del imponente Nevado de Huaililas y entre areniscas con rumbo N 10° O e inclinación de 70° E, se ofrece a la vista 3,5 m de carbón con pizarras; y en la falda oriental de este cerro se encuentra, en Comumbamba, una antracita buena, mientras que el carbón de Sanagorán, con rumbo EO, es muy pizarroso.

En el yacimiento de Cupisnique, cerca de la costa, al SE

de San Pedro de Yoc (C. 6), hay un manto de antracita de 1,5 m, muy mezclado con pizarra y tectónicamente bastante dislocado y triturado. Es digno de mencionar el que aquí se haya encontrado troncos de árboles fósiles encima del carbón. En el cerro Corral (D. 6), 14 kilómetros al Norte de Contumasá, se conoce también 2 mantos de antracita de 0,8—1 m de espesor en cuarcita y pizarra de rumbo EO y buzamiento de 60° al N.

La extensa región carbonífera existente en la parte superior de la cuenca hidrográfica del río Chicama (C./D. 6)[1], constituye uno de los yacimientos peruanos de carbón mejor estudiados y por esó nos ocuparemos de ella con más detalle (Málaga 1905a; Lukis 1908).

La serie estratigráfica se divide, desde el piso hasta el techo en:

1. Titoniano, consistente en una potente serie de pizarras arcillosas y margosas parduzcas hasta gris-azuladas y areniscas finamente pizarrosas, que en Pongochique y Sauma tiene también tobas de porfirita. Ocasionalmente tiene capas de cuarcita y arenisca. En la parte más altá del valle de Canibamba (al pié del cerro de Cayacullán), en la Quebrada del Sapotal y, según otras comunicaciones, también en la región de Huanca, se ha encontrado en estas pizarras fósiles titonianos así como cerca de su límite superior un mantito de esquisto carbonoso o de carbón que de vez en cuando alcanza un espesor explotable (Chala Alta: 1 m de antracita; Lucma: 0,5 m de antracita) y que tal vez pertenece ya al cretácico inferior.

2. Wealdiano:

a) Cuarcita inferior con mantos de carbón, dividida generalmente por una intercalación más o menos gruesa de pizarras en dos grupos de cuarcitas, de los cuales el inferior contiene el carbón.

b) Esquistos de Pallares, serie de pizarras arcillosas y margosas con arenisca y más raras veces con capas de cuarcita. Encierra pequeños fósiles (bivalvos y *Weichselia*) en sitios aislados y se ofrece en desarrollo típico en Pallares cerca de Lucma.

c) Cuarcita de Farrat, con pizarra arcillosa y arenisca. Desarrollo típico en Farrat.

[1] Los datos arriba citados se basan esencialmente sobre estudios de R. Stappenbeck, ineditos aún.

3. Barremiano y aptiano, serie de pizarras arcillosas y margosas con areniscas, capas de caliza y bancos ocasionales de cuarcita con fósiles marinos (*Knemiceras attenuatum* etc.);

Caliza en bancos gruesos con fósiles marinos.

Caliza en capas delgadas: gris-azulada y con fósiles marinos.

4. Albiano: Caliza en capas delgadas o gruesas, a menudo con *Schloenbachia acutocarinata.*

5. Cenomaniano, consistente en margas con capas de cal con *Exogyra mermeti, E. africana, E. polygona* etc.;

Caliza clara dura con *Exogyra africana.*

Caliza y marga con *Acanthoceras Lyelli, Vola aequicostata.*

No parece que en la región del río Chicama existan estratos más recientes.

Hasta la fecha no se ha podido comprobar tampoco por falta de fósiles, si los esquistos de Pallares y la cuarcita de Farrat, que se hallan entre el wealdiano y el aptiano, representan los pisos valanginiano, hauteriviano y barremiano. Los estratos están en concordancia, de modo que deberá existir una pseudoconcordancia o bien una disconformidad.

El carbón de la región del Chicama pertenece al wealdiano.

En Baños hay, un manto de carbón, 30—35 m encima del límite del titoniano, cuyo espesor llega hasta 4 m con una intercalación pizarrosa. El espesor de carbón puro es de 3,20 m. En el techo hállase 70 cm de pizarra y cuarcita, e igualmente existe algo de pizarra en el piso. Más arriba de la serie hay un manto de pizarra carbonosa de 1,20 m, entre cuarcitas. Los estratos forman aquí un sinclinal, cuya ala opuesta aflora con carbón en Culquimarca. En Huaidai se ha abierto 3 mantos de espesores de 1,20 m (el inferior), 1,87 m y 3,60 m, que contienen 1,10 m, 1,57 m y 3,45 m de carbón; y a estos se agrega un mantito de carbón de 0,20 m debajo del manto inferior. El grupo de cuarcita que encierra estos mantos, forma un sinclinal de corrida muy larga, dislocado por fallas, y en el cual se ha cateado carbón en unos cuantos sitios más. Es probable que el carbón en esta misma faja de cuarcita, alcance hasta más allá de Cayacullán, pues se le ha encontrado en ella en Huaranchal, Huacamachal, Capachique y Canibamba. En Huaranchal hay 4 mantos, con 7 m de carbón en conjunto y en Huacamachai

4—5 mantos. En la mina Victoria, a 5 km al Este de Capachique, hay 2 mantos con 2,5 m de carbón a lo menos y en Canibamba 1 manto con 3 m, por lo menos, de buena antracita. En Cayacullán el número mínimo de las capas explotables son 2; pero los cateos futuros abrirán seguramente otras más[1]. Otra serie de mantos pasa al Sud de Lucma; y otra zona carbonífera más, pasa desde Compín y por Usquil, hasta la región de Quiruvilca.

La cantidad mínima de carbón explotable de esta zona del río Chicama es, según STAPPENBECK, de 117,300,000 toneladas; pero la cantidad probable es mucho mayor: 170—180,000,000 toneladas.

Una serie de análisis de esta antracita, dió por resultado: humedad 3,30—7,12%, matérias volátiles 0,04—9,10%, carbón fijo 80,83—88%, cenizas 3,50—12,73% y poder calorífico 7860—8000.

Pasando por Cayacullán, los carbones de la región del río Chicama superior están en conexión con los de Santiago de Chuco (D. 6/7), que se conocen en Chasamudai, Yarai, Chamana, Tamboras y Angasmarca. En Cayacullán hay 2—5 mantos de antracita de 1—8 metros de espesor en cuarcita y pizarras, pero contienen fuertes intercalaciones de pizarra carbonosa. Su rumbo es NO—SE y su inclinación 60°—90°. La antracita contiene más de 92% de carbón fijo y sólo 2—3% de cenizas. También en Yarai, Chasamudai y Chamana la antracita es muy buena, mientras que el carbón de Tamboras es muy impuro y con fuerte contenido de azufre. En Angasmarca hay 5 mantos de carbón de 1—4 m de espesor y el carbón sigue su rumbo por Tulpo y Mollepata hasta Payasca. FUCHS estima la cantidad de los carbones de Santiago de Chuco en 288,000,000 de toneladas (MÁLAGA 1906b, 1921).

El distrito de Chicama está en conexión, por yacimientos aislados de carbón con la zona carbonífera del depto. de Ancash (VELASQUEZ JIMÉNEZ 1918; YÁÑEZ LEÓN 1918).

En Payasca hay buen carbón con un espesor de 2,5 m, 81,12% de carbón fijo, 4,42% de cenizas y un poder calorífico de 8126; su caja es muy quebradiza. En la zona que rodea Ancos

[1] Según un informe de GRIFFITH hay 5 mantos.

hay hasta 8 mantos; así p. e. en Cocabal, hay 4 mantos repartidos en 22 m de caja y 50 m aguas abajo, otros 4 mantos en 35 m de caja (cuarcita). El espesor de estos últimos varía de 0,3—0,6 m y el de los primeros de 0,8—1,20 m. Las capas forman un anticlinal de rumbo casi N—S y los mantos buzan con 70°. El contenido en cenizas de los carbones de esta región, casi todos antracitas, es de 8—10%. El carbón no tiene azufre, su poder calorífico es 6800—7200 y la ceniza no aglutina ni forma escoria. Mas hacia el Sud los mantos se vuelven mas potentes; así en la mina Atkins en el río Santa, hay tres mantos descubiertos de 3 m, 1 m y 1 m de espesor cada uno, cuyo carbón contiene: humedad 7,60%, materias volátiles 16,10%, carbón fijo 70,90%, cenizas 5,40% y poder calorífico 7800. En la parte septentrional de la prov. de Huailas se conoce también 3 mantos con espesores hasta de 1,20 m, que dan más ceniza y tienen un poder calorífico de 7100—7300. La cantidad de carbón existente entre Ancos y el Cañón de Pato la calcula Yáñez León en 152,900,0000 toneladas.

Los carbones de Huailas son mejores y su espesor alcanza 2,5 m, con: carbón fijo 78%, cenizas 4—5% y un poder calorífico de 7800. De mejor calidad todavía son los carbones de los alrededores de Huarás, donde en Santa Brígida, un manto llega a tener más de 3 m de espesor con humedad 3,92%, materias volátiles 3,53%, carbón fijo 88,95% y cenizas 3,60%. En Mancos, prov. de Yungai, hay un manto de carbón de 2 m dentro de 8 m de pizarra carbonosa.

Asi como los de Mancos, se encuentran también en la Cordillera Blanca los yacimientos de carbón del monasterio de Tinhua, de Colca y Tarica. En Conchucos aflora también buen carbón con buzamiento medio de 60° y 19,64% de materias volátiles, 76,42% de carbón fijo y 2,74% de cenizas.

En Achuai (Chacas) y Uchusquillo (San Luis de Huari), la antracita se halla igualmente dentro de cuarcitas y pizarras (Dueñas 1904; Málaga 1921) y mientras que la antracita del primer lugar es buena, la del último sitio es muy rica en cenizas. Fuchs estima el carbón de Huari en 30,000,000 t. En Chiquián se encuentran intercalados en cuarcita y pizarra, carbones hasta de 1 m de espesor, que tienen lustre bien negro, son duros y dan

poco gas; su poder calorífico es 6350. En Chira también hay antracita; y en Yaclla, en el distrito de Ticllos, hulla seca (RAIMONDI 1873).

Los mantos de antracita de Huayanca (F. 8), en arenisca y pizarra, tienen, según dicen, más de 4 m de espesor (MÁLAGA 1921; RAIMONDI 1902). El carbón de Queropalca da mucha ceniza y tiene un poder calorífico de 6400 y hacia el oriente las antracitas pasan a hulla seca, que se extiende entre Chellgapaccha y Huacoto con 7 mantos de 0,6—2 m de espesor. En este distrito es muy patente la gran abundancia de carbón.

Hacia el Sudeste se une a la anterior la extensa cuenca carbonífera de Lima y Junín, que consta de los distritos de Oyón, Checras y Cerro de Pasco, investigada detalladamente por DUEÑAS (1919).

En la región de Oyón podemos distinguir una zona con carbón cokeficable y otra zona con carbón no cokeficable. La primera se extiende de Lancal hasta La Tablada, formando en el Norte el distrito carbonífero de Saquicocha y en el Sur el de Conocpata. Allí existen desde Oyón hasta el divortium aquarum interoceánico, en un ancho de 15 km, tres anticlinales paralelos entre si con iguales distancias y rumbo NO—SE, compuestos de cuarcitas pertenecientes al cretácico inferior, con un poco de pizarra que encierra el carbón, y calizas superpuestas pertenecientes al cretácico medio o superior. El carbón es también aquí de edad wealdiana. La minería actual tiene su asiento en el anticlinal de Saquicocha-Hualmai, que está muy dislocado, debiéndose a esa circunstancia el que en el eje del anticlinal haya espesores de los mantos de carbón de 4—5 m, mientras que sean menores en sus piernas El número de los mantos es de 4.

En el distrito de Saquicocha, la mina Yanagori tiene 4 mantos de 1—6 m de espesor; mientras que el espesor explotable de los 3 mantos (carbón de fragua) de la mina Celita, cuyas separación no llega a 20 m, no comprende más que 0,5 m.

En el distrito de Conocpata, la mina Tulipán dispone de un manto de 6 m de espesor; en cambio los 4 mantos de la mina 28 de Julio, solo tienen un metro cada uno. El coke fabricado con estos

carbones tiene un poder calorífico de 7700 calorías. La composición media de estos carbones cokeficables es la siguiente: humedad 1%, materias volátiles 19,4%, carbón fijo 70,5%, cenizas 9,5%; el contenido de cenizas varía entre 5 y 15% y el de azufre no pasa de 2% aún en muestras que contienen algo de pirita de hierro. Son hullas secas. Los ensayos para obtener subproductos de destilación de los carbones de las minas Siglo Nuevo e Infalible, dieron el resultado siguiente:

	Mina Siglo Nuevo	Mina Infalible
Rendimiento en coke	89,70%	89,30%
Alquitrán	2,06%	1,99%
Agua	2,32%	2,26%
Amoníaco	0,15%	0,16%
Gases etc.	5,77%	6,29%
	100,00%	100,00%

Composición del alquitrán

Densidad	0,976	0,971
Aceites ligeros	23,96%	24,68%
,, medios	10,48%	11,20%
,, pesados	14,94%	14,30%
,, más pesados	9,05%	8,82%
Brea	36,40%	34,60%
Pérdidas	5,17%	5,50%
	100,00%	100,00%

El grupo de los carbones no cokeficables está formado por 4 mantos con un espesor explotable que varía entre 0,6 y 1,2 m. El carbón, una antracita dura, negra, lustrosa y de fractura astillosa, está generalmente encerrada entre arenisca o cuarcita en el piso, y pizarra en el techo. Se la explota en las minas Gasuna, Yahue, Altarmachai y Tinta; en ésta el manto tiene una potencia de 3 m. La composición media es la que sigue: humedad 3,2%, materias volátiles 22,7%, carbón fijo 62,5%, cenizas 11% y poder calorífico 7486.

Limita con esta región otra, que si bien contiene carbón, está demasiado erosionada, de modo que debemos considerarla por el momento como no explotable. En esta zona está ubicada la quebrada de Andajes, donde dentro de las cuarcitas el carbón ha sido metamorfoseado en grafito.

Dueñas calcula como reservas mínimas 210,000,000 t de carbón cokeficable y 630,000,000 t de carbón no cokeficable, con lo que en toda la región de Oyón hay una cantidad de carbón visible, probable y posible, de 840,000,000 toneladas.

La cuenca carbonífera de Checras se halla en la continuación meridional de la zona de Oyón y tiene las mismas condiciones geológicas. Existen allí, hasta 4 mantos, encerrados en pizarras, dentro de la cuarcita. Dos anticlinales cruzan la región. La zona explotable está situada al oriente de Canín hasta el divortium aquarum y tiene 50 km de largo por 30 km de ancho. En Parquín hay 4 mantos de una potencia de 1—4 m de antracita buena. En otras partes el carbón es menos bueno y menos potente, asi en Huancahuasi está transformado en grafito. En la Cordillera de Anco se ha puesto a la vista el carbón en muchas partes; lo mismo en Malahierba, Pichcoracra y Vichaicocha, sitio este último desde el cual se lleva el carbón a Huarón para beneficiar los minerales de cobre. El carbón de Checras tiene la siguiente composición en término medio: humedad 3,8%, materias volátiles 13%, carbón fijo 71,2%, cenizas 12% y poder calorífico 7300. El carbón se enciende con dificultad y es una hulla seca que se aproxima bastante a la antracita. La existencia calculada es de 780,000,000 t.

La región carbonera del Cerro de Pasco es la continuación oriental de las regiones de Oyón y Checras. En la parte septentrional se observa como substratum pizarras arcillosas negras, y encima la formación de porfiritas; más arriba, quizá con una discordancia, las cuarcitas carboníferas del neocómico y después calizas y margas de los pisos desde el aptiano hasta el emscheriano. El rumbo general de las capas es NO. La región es muy plegada y contiene muchas intrusiones de rocas eruptivas. Debajo de los carbones wealdianos se ha encontrado, como ya hemos dicho (p. 385), por medio de perforaciones carbones del carbónico que afloran hacia Huánuco.

En Huachapo hay 4 mantos de un carbón que casi se puede clasificar como liñito; y en Pillao, el manto más grueso de carbón de la misma calidád tiene 3 m. En el anticlinal Jaru-Chaupimarca se ha encontrado en la arenisca wealdiana dos mantos de 1 m cada uno por término medio, no siempre de carbón puro, porque contiene intercalado un esquisto muy bituminoso fácilmente inflamable y de fractura concoidal, que en el Cerro de Pasco lleva el nombre de «sanchez». El contenido de cenizas y también de azufre del carbón es a veces sumamente elevado y el porcentaje de las materias volátiles es grande. Una parte de estos carbones es bien cokeficable. Las dos grandes minas Gollarisquisga y Quishuarcancha están ubicadas en las dos alas del sinclinal de Cuchis. En Gollarisquisga hay 4 mantos en arenisca blanca neocómica de 500 m de espesor y buzamiento de 35° al SO, sobre caliza liásica y bajo el aptiano. El espesor del complejo verdaderamente carbonífero, importa unos 30 metros. Los dos mantos inferiores se unen en la profundidad. En parte se petrifican los mantos, pasando lateralmente á pizarras.

En Quishuarcancha, situado en el ala SO del sinclinal, no existe sino un solo manto con inclinación de 60° al NE, con raras veces 4 m. La composición media del carbón es: humedad 2,1%, materias volátiles 36,2%, carbón fijo 32,6%, cenizas 28,2%. Los carbones más puros tienen un poder calorífico de 7500. El carbón de la mina San Jorge, rindió 64,80% de coke, 20,62% de alquitrán, 3,34% de agua y 11,24% de gas; el alquitrán tenía una densidad de 0,879 y dió los siguientes porcentajes de aceite: liviano 36,83%, mediano 16,24%, pesado 16,84%, muy pesado 4,33%; residuos 12,30% y pérdidas 3,46%. En La Quinua hay carbón cokeficable bueno, de color negro-parduzco y llama larga. Los carbones de Gollarisquisga y Quishuarcancha son explotados por la Cerro de Pasco Copper Co. que es usa en sus oficinas de beneficio. La producción de la mina Quishuarcancha importaba 46,353 t en 1921. La producción de carbón peruano en 1921 era de 357,315 t con valor de Lp 268,878. De 1903—1921 se produjo en el Perú 4,927,757 t de carbón con un valor de Lp 3,386,190.

Las reservas de carbón de la zona de Cerro de Pasco las estima Dueñas en 1,000,000,000 t.

La cuenca carbonífera de Jatunhuasi (Dueñas 1906; Málaga 1921; Velarde 1906) abarca la región comprendida entre los ríos Pachacayo, Moya, Mantaro, Vilca, Tomás y Tingo. El substratum lo forman rocas efusivas básicas como porfiritas cubiertas por 400—600 m de calizas fosilíferas y arenisca del lías. En el lías hay pizarra bituminosa con lentes de asfaltita que contiene ácido vanádico. Siguen encima un conglomerado postliásico, pero preneocómico con 10 m de rodados de caliza y cuarcita con cemento areno-arcilloso, y por encima 200 m de areniscas blancas silíceas con esquistos bituminosos, mantos de carbón y plantas neocómicas. Siguen más arriba: la caliza aptiana, blanquecina hasta gris y a menudo también margas con 200—300 m; el albiano representado por calizas pálidas y grises, puras o margosas; después calizas duras pálidas, en parte fétidas, que contienen en muchas partes bancos estratificados de una roca eruptiva oscura, porfídica; más arriba 300 m de pizarras arcillosas grises y rojizas, en parte silíceas que alternan con capitas delgadas de caliza y por último areniscas blancas silíceas y un conglomerado de cuarcita con cemento rojizo arenoso-arcilloso. El terciario está representado por depósitos lacustres que se hallan dispuestos horizontalmente y en discordancia encima de los diversos pisos plegados más antiguos; tiene rumbo NO—SE y se compone en su parte inferior de tobas riolíticas blanquecinas y más arriba de 30 m de travertino.

El carbón de Jatunhuasi es negro, lustroso, compacto, no se fragmenta durante el transporte, arde con llama larga y da coke, diferente según su proveniencia; asi el de Negro Bueno da un coke bueno, duro, con 16% de cenizas y los carbones de Aida y Nueva Cardiff, solo un coke mediano. Es en buena cuenta una hulla grasa con 30—40% de materias volátiles.

La cuenca se divide en dos partes, Jatunhuasi y Yanacancha.

	Jatunhasi		Yanacancha
Humedad	2,48 %	1,97 %	5,37 %
Materias volátiles	30,79 %	30,79 %	37,69 %
Carbón fijo	49,91 %	54,36 %	44,74 %
Cenizas	16,82 %	10,98 %	12,20 %
	100,00 %	100,00 %	100,00 %
Poder calorífico	6724	7282	6202

Azufre: menos de 1,5 %.

En la zona oriental, en Jatunhuasi, hay 6 regiones donde hasta ahora se ha constatado la existencia de carbón: 1. Aihuai-Negro Bueno-Tablamachai de 20 km de largo, donde se conoce 2 mantos de 0,80—1 m de espesor que se hallan muy juntos; 2. Jatunhuasi-Chayapata-Apahuai, en donde hay 2 mantos con pequeñas intercalaciones estériles (el carbón de Chapamata contiene mucha pizarra y mucha pirita de hierro); 3. Tablamachai-Yanapaccha-Vilca en donde los yacimientos de carbón explotables son dudosos; 4. Huascacocha-Yacsa-Pilpe, con carbón cokeficable de poco espesor; 5. Shicoruyo-Campaco-Cerpaquino, con carbón de poco espesor y en parte con mucho azufre y 6. Hornillos-Vicuñacunca-Huayacocha con carbón muy malo.

El carbón de Yanacancha se extiende sobre 46 km de largo y 15 km de ancho y tiene 1—2 mantos explotables, de menos de 1 m generalmente, que en parte contienen mucha pirita, pero que en parte tienen también buen carbón cokeficable.

En la cuenca carbonera de Jatunhuasi hay además algunos mantos inexplotables a causa de su espesor demasiado pequeño. La existencia total de carbón en Jatunhuasi, la estima Dueñas en 300,000,000 t.

En los alrededores de Huancavelica (G. 11), se ha comprobado el carbón en los lugares siguientes: Santa Ana, Huachocolpa, Lircai y Vilcas. El carbón tiene aproximadamente 4% de cenizas (Umlauff 1904).

En Tayacaja aflora, en Churcampa, un carbón muy bituminoso, muy negro, con fuerte lustre en las fracturas, mucho gas de alumbrado, arde con llama blanca luciente y contiene 65,20% de materias volátiles. Da coke esponjoso. Como las descripciones que se hacen son imprecisas, no se sabe si es un carbón o una asfaltita.

En Pilpichaca, en la prov. de Castrovirreina (H. 12), hay un carbón negro lustroso, hojoso y con mucha ceniza.

En el Sud del país se ha encontrado carbón, quizá también wealdiano, en Majes y Sihuas (Camaná), a 15 km de Quilca (L. 15). El carbón de allí es hojoso, con bastante gas y da un coke esponjoso de lustre semimetálico (Raimondi 1902; Málaga 1921).

En la región del río Amazonas se ha constatado la existencia de buen carbón de piedra, de edad incierta, en el río Potro, y se dice que hay también allí hulla grasa y antracita.

Incierta es igualmente la edad de los carbones encontrados cerca de Arequipa y Moquehua. (Raimondi 1902; Málaga 1921; Basadre 1918). A 45 km de Arequipa existe el yacimiento de Yura y otro existe en el río Sumbai (L. 15). Los carbones son en parte muy ricos en ceniza y en gas, pero en parte también antracitosos. Cerca de Moquehua está Ubinas (M. 16), donde hay 0,5—0,7 m de carbón. En Ichuña existen, en arenisca, 3 mantos de hulla seca de espesores de 0,40, 0,60 y 1,10 m, y en Pubaya, un carbón con mucha ceniza y mucho gas. Los mantos de Carumas tienen espesores de 0,20—1,40 m y se cuenta que allí se encuentra también liñito, hulla grasa, seca y antracita.

c. Liñito neogeno.

No deja tampoco de haber carbón terciario en el Sud y en el Norte del país. En los alrededores del Cusco se ve á menudo, en la arenisca, troncos de árboles carbonizados; y lo mismo en Paruro, Ucuirio y Limacpata aunque es probable que estos liñitos no sean explotables. En Livitaca, hay en cuarcita, 2 mantos, con rumbo NO—SE e inclinación de 20° al SE, que tienen una potencia de 0,30 m y como techo y piso algo de pizarra. Contienen mucha ceniza y mucha marcasita y alcanzan un poder calorífico de 3600.

El liñito de Tumbes (B. 2) (Venturo 1904) muestra todavía la estructura de la madera, es de color negro parduzco, lustre de vidrio, fractura concoidal y contiene piritas de hierro y de arsénico. La destilación de una muestra dió: agua 8%, alquitrán 6%, materias volátiles 36%, carbón fijo y ceniza 50% y poder calorífico 3800. Los mantos de liñito están allí encerrados entre areniscas y arcillas plásticas encontrándose en número de 7, cuya potencia en algunas partes llega hasta 4,5 m. Las intercalaciones de arenisca tienen generalmente 4—5 m. Su posición es horizontal y cubren un área de más de 154,000 km², que limita con el mar. Se estima que hay 4,630,000,000 t.

Sobre el liñito del neogeno de Yanacancha, cerca de Cajamarca, véase p. 219.

4a. Turba.

Este combustible se encuentra principalmente en las punas frías de la Cordillera, asi cerca de Cailloma (K. 14) hay una turbera que mide 1500 m de largo, 400 m de ancho y 7 m de alto, de cuyo producto SINGEWALD y MILLER (1919) dan el análisis siguiente: humedad 4,5%, materias volátiles 47,6%, carbón fijo 40,9%, cenizas 7% y poder calorífico 5000.

La turba del Cusco tiene un espesor de 3 m, 49,7% de materias volátiles y humedad, 21,26% de carbón fijo y 29% de cenizas. Muchas turberas existen también en las alturas de Junín, donde la turba es conocida bajo la denominación de «champa». Según dicen, contiene mucho betún. La turba de la región del Cerro de Pasco, tiene 15% de carbón fijo y 3% de ceniza. La turbera extensa de Apaicancha (Junín), tiene 2—3 m y contiene según MILLER y SINGEWALD: 14,5% de humedad, 36,7% de materias volátiles, 27,5% de carbón fijo y 21,3% de cenizas.

La turba se ha descubierto también en la orilla del río Cahuapanas (Loreto E. 4).

5. Grafito.

El Grafito se ha formado a veces en el contacto de los mantos de carbón con las rocas efusivas terciarias, como p. e. en el Cerro Antisicuar cerca de Auquimarca (Cajatambo F. 9), en la Quebrada de Andajes (Checras) y en Huancahuasi (Checras) (F. 10, DUEÑAS 1919).

6. Azufre.

En Reventazón, al Sud de Paita (A. 4), hay hasta una pequeña profundidad una arenisca impregnada de azufre en proporción de 10—20% en término medio; a veces puede subir el contenido hasta 40%. Su procedencia debe buscarse en el petróleo. En la región de Hualgayoc existe también azufre en caliza en el cerro de Cashunga; su porcentaje es de 75%. En Chuquiquillán (Payasca — D. 7) existe mezclado con alumbre, yeso y sulfato de hierro, en parte yaciendo en pizarra, en parte yaciendo en marga. El azufre forma generalmente con el yeso y la arcilla, capas de 2—40 cm.

Azufre hay además en Sipincayani, 45 km al NE de

Moquehua; y en el volcán Ticsane, donde forma 70—80% del yacimiento, que no es de mucha importancia.

Según POEPPIG (1835), se encuentra igualmente azufre en el arroyo Polvorayacu, pequeño afluente izquierdo del río Huayaga, aguas abajo de Tocache, en forma de grandes pedazos que el río lleva consigo.

7. Cuarzo.

Existe en apariencia amorfo y también cristalizado en las vetas metalíferas o no metalíferas e igualmente en enormes masas, constituyendo la cuarcita; pero ignoro que se le explote en alguna forma en el Perú para fines industriales.

8. Piedras preciosas.

Se dice que existen esmeraldas en el cerro Taquicacca a 12 km de Chuquicahuana cerca del Cusco (K. 12), e igualmente en el distrito de Acomayo; pero no se conoce datos más detallados.

Se ha encontrado rubí cerca de Huancabamba.

9. Mica.

Mica en cantidades explotables hay en la costa de la provincia de Camaná al Sud del Perú (K. 15) y cerca de Quilca, en vetas de pegmatita. Se la encontró además en Huamalíes al Oeste de Huánuco (F. 8), y dicen que existe también cerca de la costa del depto. de Piura.

10. Amianto.

Amianto se ha descubierto en Huamalíes, cerca de Huánuco (F. 8).

11. Baritina.

Esta se ha observado en grandes cantidades en varias vetas metalíferas, como p. ej. en una parte de las vetas de Quiruvilca.

12. Caliza y Dolomita.

Las rocas precámbricas, silúricas y devónicas están prácticamente privadas de cal, pero las formaciones más modernas contienen calizas en más o menos abundancia, y generalmente muy poco dolomitas.

Las calizas del carbónico superior son generalmente bastante impuras, contienen entremezcladas arena y arcilla, y son a menudo silícicas y a veces dolomíticas.

El triásico está integrado muy preferentemente de calizas bien estratificadas. Las calizas del piso cárnico son generalmente oscuras y bituminosas, las más de las veces impuras y a menudo con intercalaciones arcillosas y en parte dolomíticas, como las del Cerro de Pasco. El piso nórico del valle de Utcubamba se compone de calizas pálidas bien estratificadas y bastante puras, que solamente en algunas capas tienen un contenido bastante apreciable de ácido silícico.

Las rocas del liásico son preferentemente calcáreas. Predominan en las capas inferiores calizas oscuras bituminosas en lajas con abundantes intercalaciones arcillosas y margosas. De estas calizas se corta lajas en varios lugares, como, p. e. en Ayash entre Oroya y Tarma y en Cacas al NO de Tarma (G. 10). Pero generalmente predominan calizas pálidas, pobres en arcilla, bien estratificadas y con un contenido silícico muy apreciable. Las poco conocidas calizas del dogger, parecen ser en general muy impuras.

La formación cretácica abunda en calizas en todos sus pisos, exceptuando el neocómico en el que solo a veces se hallan calizas arenosas impuras. El barremiano contiene mayores cantidades de calizas, preferentemente en sus estratos mas bajos y mas altos; en los estratos inferiores predominan calizas mas impuras, en lajas y los superiores están formados (y quizá en varios lugares el piso entero) de calizas oscuras bituminosas mal o no estratificadas (caliza con caprotinas), que pueden alcanzar un espesor hasta de 1000 m siendo explotadas, en los alrededores de Lima y mas al Sud, en numerosas canteras (véase p. 116—118).

Las calizas del aptiano se distinguen generalmente por un contenido abundante de arcilla y por estar siempre asociadas con gruesas capas de margas; se vuelven ocasionalmente ferruginosas. Las calizas negras lajosas del albiano, tienen un contenido fuerte de betún y están separadas casi siempre por intercalaciones mas o menos potentes de arcilla o marga. Solamente en el Norte del país predominan las calizas, donde son mas pálidas y mas pobres en betún.

Las calizas poco potentes del cenomaniano, están generalmente mal estratificadas y son margosas. En el senónico semejantes calizas están muy propagadas, pero además hay (tal vez en varios horizontes) calizas puras de gran espesor y color pálido (calizas con actaeonellas) que en general están gruesamente estratificadas o bien no lo están (véase p. 150—151).

La calizas de todos los horizontes más modernos (cretácico mas reciente y terciario) son en su totalidad muy impuras, generalmente arenosas y relativamente delgadas. En cambio los travertinos cuaternarios y recientes, formados como depósitos de manantiales y originados por calizas de diferente edad, dan generalmente un material muy puro (véase p. 284—285). Estos alcanzan en algunas partes potencias considerables.

13. Yeso.

Este mineral está bastante propagado en los sedimentos de la Cordillera, hallándose a menudo bajo la forma de capas gruesas. Al parecer, abunda especialmente en dos pisos:

1. En el carbónico superior; asi cerca de Rinrihuaín y de Pómachaca, en los alrededores de Tarma, se explota yeso de los estratos inferiores del carbónico superior y el yacimiento parece tener forma lenticular.

2. En la formación de Puca, que se halla propagada especialmente en la falda oriental de la Cordillera, en la Montaña y que contiene a menudo fuera de sal gema y petróleo yeso en forma de papas y lentes. También existe en forma de alabastro (berengüela) cerca de Pusi al N. del lago Titicaca.

Además hay ocasionalmente yeso como mineral primario en otros horizontes, pero generalmente sólo en cantidades menores, como p. e. en el barremiano y senónico.

14. Sal común o sal gema.

La Sal se explota en el Perú en tres diferentes formas: como sal gema, en salinas y en fuentes saladas.

Los depósitos de sal gema son muy frecuentes, especialmente en el NE del país; pero se ignora su edad y su constitución, lo que es tanto más lamentable cuanto que parece que también el petróleo,

por lo menos de la Montaña, está más o menos relacionado con los depósitos de sal. Ya sabemos bien la estrecha relación que tienen esos depósitos en algunas partes de Europa y en América del Norte y correspondería muy bien a este hecho, el ejemplo ya mencionado de Yuracmarca (p. 380).

Un depósito con sal muy pura (99,95 NaCl), es el de Huite, en el Sur del país, a 40 km de la costa. Cerca del Cusco (K. 12) se halla Occopata con 99% NaCl. Otros depósitos de sal se encuentran en Cachi cerca de Huancavelica (G. 14), Patacocha cerca de Junín (F. 10), San Blas cerca del Cerro de Pasco (F. 9) y además en el Cerro de la Sal cerca de Chanchamayo (G. 10). Desde aquí se extiende por la Montaña una serie de depósitos de sal, hasta más allá de Chachapoyas (Yuracmarca), y es muy probable que esta cadena salina siga también por la falda oriental de la Cordillera ecuatoriana y continue por los depósitos de sal situados al pié oriental de la Cordillera oriental colombiana, asi como probablemente el petróleo de todas estas regiones forma una zona casi continua. Según las observaciones de SINGEWALD (1927), estos depósitos de sal gema pertenecen a la formación de Puca que es la que contiene también el petróleo al Norte del Lago Titicaca. En cambio los depósitos de sal gema de la Cordillera del Oeste, pertenecen al parecer á un piso mas antiguo, probablemente al carbónico superior, pues este piso contiene en muchas partes yeso y rauvaca (véase p. 45).

Las salinas son depósitos que abundan generalmente en la costa. En parte son formadas por agua subterránea salada que se evapora, pues donde no hay salinas naturales, se hace excavaciones para que se evapore el agua subterránea salada que afluye. El agua de las fuentes saladas, se condensa a veces.

Los yacimientos de sal actualmente más importantes del Perú, están en:

Tumbes: Zarumilla, Chalaco, Boca Pan;

Piura: El Negro, Vichayal, Colán, Sechura, Matacaballo;

Lambayeque: Mórrope, Santa Rosa de Monsefú, Purulén;

Amazonas: Yuracmarca;

Loreto: Cachiurcu cerca de Manoa, sobre el Ucayali inferior y en el Huayaga los yacimientos Uchisa, Tocache, Saposoa, Pampa

Hermosa cerca de Sión, Pilluana y San Miguel agua abajo de Lamas, Yuracyacu y Chipurana sobre pequeños afluentes derechos cerca del salto de Aguirre y además en Balsapuerto y Moyobamba. Al Norte del río Amazonas se halla por último sal gema en el curso inferior de los ríos Santiago y Pastasa (Poeppig 1835).

Libertad: Malabrigo, Huamán, Guañape, Chao, Guadalupito;
Ancash: Los Chinos, Tortugas, Grupo de Casma, San José de Huarmei;
Lima: Huacho, Chilca;
Callao: Aramburú;
Junín: San Blas, Patacocha, Cerro de la Sal, Yanacachi;
Huancavelica: Cachi Cuyao;
Ica: Caucato, Piletas;
Ayacucho: Atacocha, Urancancha, Chuchi;
Apurímac: Cachihuancarai, Carquequi;
Cusco: Maras, Occopata, San Sebastián, Bella Vista, Urumbai;
Arequipa: Huarhua, Pichu-Pichu, Yuta, Pucchun, Lomas;
Puno: Azángaro, Tiquillaca;
Moquehua: Huite, Loreto.

15. Boronatrocalcita.

En el Perú existe solamente un yacimiento importante de este producto en la Laguna de Salinas, a 4250 m de altura, en el límite de los deptos. Arequipa y Moquehua y al Oeste del primero (L. 15). Allí se halla bajo una costra superficial de eflorecencias de cloruro y sulfato de sodio, una capa de arena de 30 cm de espesor, cuya parte inferior está impregnada de boronatrocalcita, y más abajo la verdadera capa de este mineral en distribución muy irregular y con un espesor medio de 40 cm, que puede llegar al máximo de 1 m. Su presencia está caracterizada por la sequedad del suelo, pues el borato es impermeable al agua subterránea. Como en otras partes de la Cordillera, el yacimiento está ligado a la actividad de fumarolas de los volcanes vecinos, estando rodeado por los tres volcanes Misti, PichuPichu y Ubinas.

Desecando el mineral en hornos en el mismo lugar, se concentra el ácido bórico hasta 52% y en termino medio hasta 48%. El mineral puro es fibroso y tiene lustre de seda. La explotación

alcanzó en 1913 a unas 2000 t; pero en 1922 había disminuido hasta 555 t. (JOCHAMOWITZ 1907).

16. Salitre.

No se puede decir que haya depósitos ricos de salitre de sodio o de potasa dentro de los límites actuales del país, pero existen pequeñas cantidades en varios lugares de la costa occidental y del interior que no tienen importancia industrial.

17. Guano.

Este existe en pequeñas cantidades en numerosos puntos de la costa pacífica, pero en abundancia especial en las islas de Chincha (F. 12) y en menor cantidad en las islas de Lobos (B. 5/6). En parte los depósitos alcanzan hasta 30 m de espesor; pero las existencias, antes muy grandes, están casi totalmente agotadas.

VI. Los terremotos en el Perú.

Por A. Sieberg.

Cuando a causa de la conquista del Perú por Pizarro en el año 1533, los primeros hombres blancos llegaron al país, principalmente como empleados y misioneros tuvieron pronto motivo desagradable para hacer observaciones sobre terremotos, pues solamente transcurrieron cosa de pocos decenios, cuando fueron duramente sacudidos por los sismos los pueblos recién fundados, especialmente, Ica, Arequipa y Lima, que sufrieron la acción aterradora de terremotos destructivos y la invasión sorpresiva del mar en muchos de los puertos. La reconstrucción de algunos pueblos destruidos no mejoró su suerte. Grandes desmorronamientos de la costa, resbalamientos de tierra y desprendimientos de peñascos en la sierra, así como también el estancamiento de ciertos lagos, cambiaron a menudo intensamente al aspecto del paisaje. Largas hendiduras abriéronse en el suelo, desapareciendo en algunas de ellas corrientes de agua, al mismo tiempo que surgían masas fangosas. Pero a pesar de la información ya existente desde los primeros tiempos y de las desgracias mas recientes, el material de observaciones sísmicas acumulado desde entonces hasta la fecha, ha permanecido muy deficiente y ofrece muchos vacíos. Por eso, debe de tomarse el cuadro total de la actividad sísmica en el Perú que consignamos en esta obra como un primer ensayo, aunque se puede asegurar que los rasgos principales corresponden a condiciones efectivas. Debemos admitir con todo la posibil dad de que se descubra, por vía sismométrica, focos aún desconocidos de sacudimientos graves en el interior despoblado de la Cordillera.

Exámen crítico del material. Las observaciones antiguas fueron reunidas por K. E. A. von Hoff desde 1569 hasta 1756, continuadas después por Alexis Perrey hasta 1857 y por el Sud seguidas, a lo menos en parte, por F. de Montessus de Ballore hasta 1909. Para los años 1866—1870 y para 1876, el autor dispone del catálogo de terremotos compuesto por C. W. C. Fuchs. Un material muy amplio de los

años comprendidos desde 1903 hasta 1908 contiene los catálogos macro y microsísmicos de la Oficina Central de la Asociación Sismológica Internacional, que formó parte de la entonces estación imperial alemana para la exploración de los terremotos de Estrasburgo en Alsacia, y hasta 1913 los boletínes macrosísmicos mensuales de A. SIEBERG. En los años siguientes el Instituto Imperial de exploración de terremotos establecido en Jena, sucesor de la estación principal de Estrasburgo, posee manuscritos, aún no publicados, de comunicaciones de terremotos hechas por autoridades consulares alemanas y por observadores particulares de su servicio en el exterior.

Pero la deficiencia de este material, sobre todo del más antiguo, influye desfavorablemente en su aprovechamiento de conjunto, pues los cronistas creyeron solamente dignos de mención los terremotos más sobresalientes. Pero por naturalistas como BOUGUER Y DE LA CONDAMINE, sabemos ya, desde hace mucho tiempo, que en el Perú no pasa una semana sin experimentarse temblores; y DE CASTELNAU observó también que en el período de los años 1810 á 1845, sólo en Arequipa hubo más de 800 sacudimientos de tierra de menor intensidad.

Con tal actividad sísmica, el Perú está comprendido entre las regiones especialmente notables en sacudimientos de tierra. Condiciones semejantes, o más desfavorables, encuéntranse tan solo en Chile, en algunas partes de Asia y en el foso de Tonga-Kermadec del Océano Pacífico meridional.

En nuestros estudios podemos aprovechar de un número relativamente elevado de terremotos grandes, pero tan solo fijar aproximadamente los epicentros, pues las observaciones se limitaron a unas cuantas poblaciones preferentes centros de cultura. Sólo de vez en cuando, se puede registrar aproximadamente la extensión del terreno de sacudimientos, sin darse casi nunca el caso de que se puedan precisar detalles de la distribución de la intensidad del temblor. Según su origen, los datos sobre terremotos anteriores se complementan algunas veces unos a otros de manera favorable; pero a menudo hay contradicciones difíciles de resolver, especialmente en cuanto a la fecha del acontecimiento; y muchas veces no se llega a saber si la destrucción de poblaciones

costaneras fué causada por sacudimientos de la tierra o por ondas del mar originadas por un movimiento sísmico.

Desde 1903 tenemos mejores informaciones, pues son más numerosas y más detalladas respecto a datos macrosísmicos y a registros sismométricos. Pero para nuestros fines, hay que volver a estudiar estos últimos nuevamente, según nuestro moderno método que nos da conocimiento de los focos submarinos, antes desconocidos, de donde salen los terremotos que sacuden las costas vecinas con efecto perceptible. Además facilitan cierto control de las crónicas y permiten la clasificación de los focos, a base de las clases características introducidas en la sismología por SIEBERG (1922 compárese también 1923). Estas clases nos informan sobre el grado de intensidad, la profundidad y la fuerza de las perturbaciones geológicas subterráneas.

Al corregir las pruebas del manuscrito, ya listo desde hace dos años, llegué a conocer el resumen, dado por LISSÓN, de un libro que se publicó en 1926 y que trata de investigaciones sobre los terremotos ocurridos en el Perú. El autor R. PICÓN, pudo aprovecharse de material inaccesible para mí. El mapa original de PICÓN y 16 láminas con vistas fotográficas que demuestran los efectos del terremoto de Arequipa de 1868, acompañan este resumen. La obra ha sido hecha a base de principios modernísimos, teniéndose que lamentar tan solo que el mapa geológico-sísmico fuera trabajado según el método de MONTESSUS DE BALLORE, lo quiere decir que manifiesta mucho sobre la diligencia del cronista, pero muy poco sobre los sitios y caracteres de los centros originarios de los temblores.

La frecuencia, de los terremotos en el Perú. El promedio anual fué calculado por SIEBERG (1922); y según él, en cuanto a temblores de todas las intensidades, prescindiendo de sacudimientos de menos fuerza que se repiten en un espacio muy limitado ("Schwarmbeben") y de sacudimientos posteriores a terremotos graves que generalmente están acompañados y seguidos por muchos centenares de sacudimientos singulares, resulta un promedio anual de 64. Este número no es el real y efectivo, porque el material de observaciones ha sido muy incompleto. El estudio de periodicidades, carece pués de objetivo; pero son positivas las

averiguaciones sobre los terremotos graves, como p. ej. los de energía destructora de edificios, los del grado VII de la escala duodecimal de MERCALLI, y los de grado superior. Terremotos de esta clase hay 3 por año, en promedio, perteneciendo la mitad a la clase de terremotos grandes y mundiales.

Focos sísmicos. Las regiones limítrofes setentrionales y australes del Perú, están a veces sacudidas por terremotos cuyos epicentros se hallan en parte al Sur del Ecuador o al Norte de Chile. Estos son especialmente los focos de los terremotos mundiales de Guayaquil, así como los de la zona entre Molleturo y Loja de un lado y los de Tacna y el foso submarino de Arica por otro.

La ubicación de todos los focos de terremotos constatados en el Perú hasta la fecha, se puede conocer por el mapita de la fig. 270; y los detalles sobre la actividad de los más importantes aparecen en el cuadro I (compárese también fig. 271). El lector comprenderá que no nos ha sido posible localizar los focos sino de un modo aproximado. Ellos no existen por debajo del pueblo mencionado en el mapa, sino en alguna parte más o menos lejana de los alrededores, y por esta razón se ha redondeado el valor de las coordenadas geográficas comunicadas. Se comprende también, que para caracterizar cada uno de los focos, se ha indicado la clase más alta cuya existencia ha podido comprobarse en la fecha.

Todos los focos de los terremotos de consecuencias destructivas, pertenecen en el Perú a la tierra firme; y de estos, los focos de sacudimientos mundiales y grandes, están situados en el interior de los Andes o en su falda occidental. Esto ha pasado también precisamente con el foco (de mala fama) que ha azotado a menudo y tan gravemente, Lima — tan cerca de la costa — pues se encuentra tal vez en alguna parte al oriente de la ciudad o sea en la sierra, como puede deducirse de los escasos informes que dejan conocer hasta cierto grado la distribución de las fuerzas de los sacudimientos en sus alrededores, porque en la Montaña y la Costa sólo se ha constatado hasta la fecha focos de sacudimientos menores y medianos.

Los apuntes sismométricos han comprobado también la existencia de focos de sacudimientos mundiales y medianos delante de la costa o sea en el Océano Pacífico. Estos per-

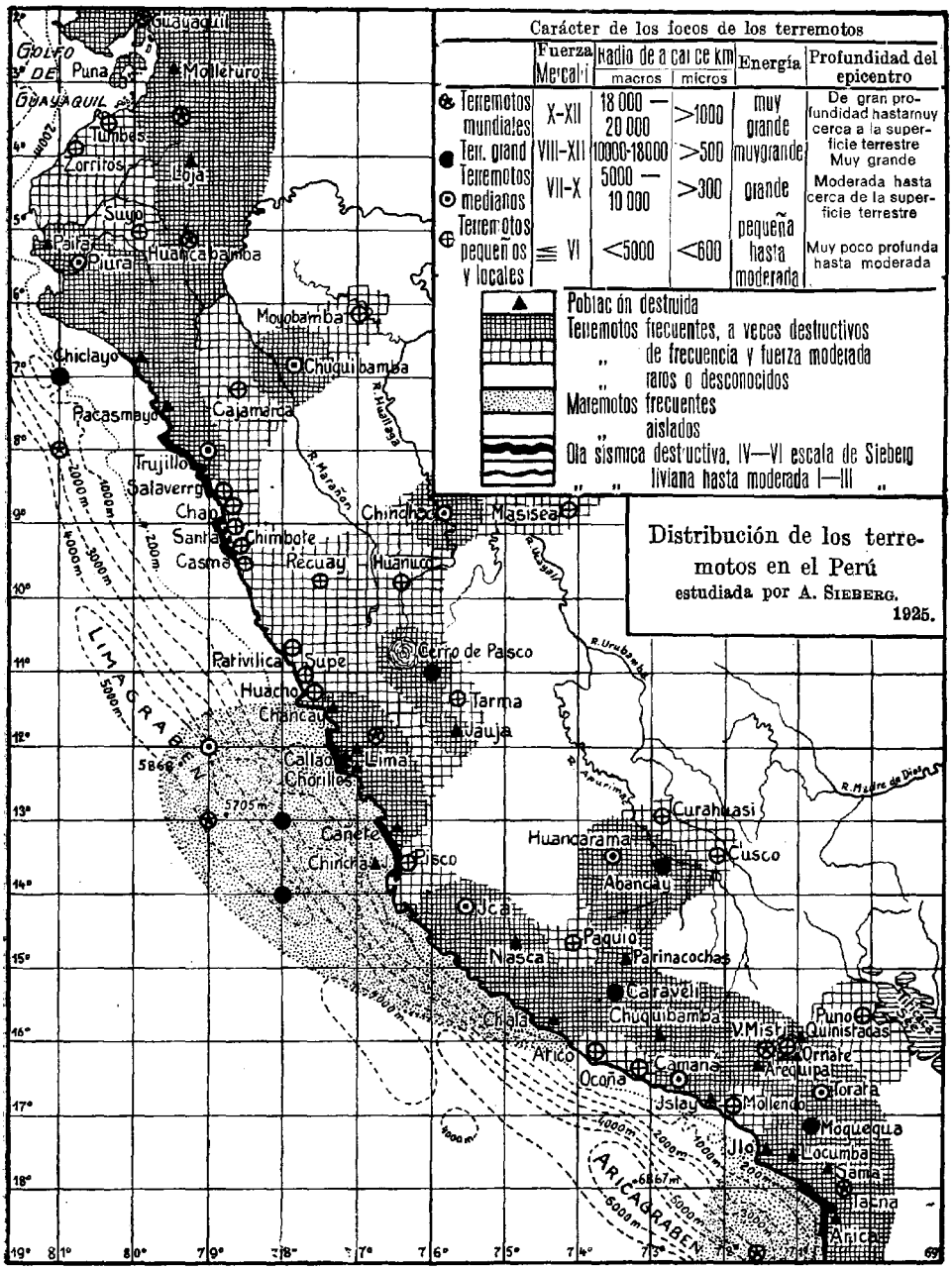

Carácter de los focos de los terremotos
Fuerza Mercalli
Radio de alcance km
macros
micros
Energía
Profundidad del epicentro
Terremotos mundiales
X-XII
18 000 — 20 000
>1000
muy grande
De gran profundidad hasta muy cerca a la superficie terrestre
Terr. grand
VIII-XII
10000-18000
>500
muy grande
Muy grande
Terremotos medianos
VII-X
5000 — 10 000
>300
grande
Moderada hasta cerca de la superficie terrestre
Terremotos pequeños y locales
≦ VI
<5000
<600
pequeña hasta moderada
Muy poco profunda hasta moderada
Población destruida
Terremotos frecuentes, a veces destructivos
" de frecuencia y fuerza moderada
" raros o desconocidos
Maremotos frecuentes
" aislados
Ola sísmica destructiva, IV—VI escala de Sieberg
" " liviana hasta moderada I—III "
Distribución de los terremotos en el Perú
estudiada por A. Sieberg.
1925.
Golfo de Guayaquil
Guayaquil
Puna
Molleturo
Tumbes
Zorritos
Loja
Suyo
Paita
Piura
Huancabamba
Moyobamba
Chiclayo
Chuquibamba
Pacasmayo
Cajamarca
Trujillo
Salaverry
Chao
Santa
Chimbote
Casma
Recuay
Huanuco
Chinchao
Masisea
Cerro de Pasco
Pativilica
Supe
Huacho
Chancay
Tarma
Jauja
Callao
Lima
Chorillos
Cañete
Chincha
Pisco
Ica
Nasca
Paquio
Parinacochas
Curahuasi
Huancarama
Cusco
Abancay
Caraveli
Chuquibamba
Chala
Arico
Ocoña
Camana
Islay
Mollendo
Puno
V. Misti
Quinistacas
Ornate
Arequipa
Torata
Moquegua
Jlo
Locumba
Sama
Tacna
Arica
Limagraben
Aricagraben
R. Huallaga
R. Marañon
R. Urubamba
R. Madre de Dios
R. Amurimac
5866
5705 m
6867 m
2000 m
1000 m
3000 m
4000 m
5000 m
200 m
19° 81° 80° 79° 78° 77° 76° 75° 74° 73° 72° 71° 69°
4° 5° 6° 7° 8° 9° 10° 11° 12° 13° 14° 15° 16° 17° 18°

Fig. 270.

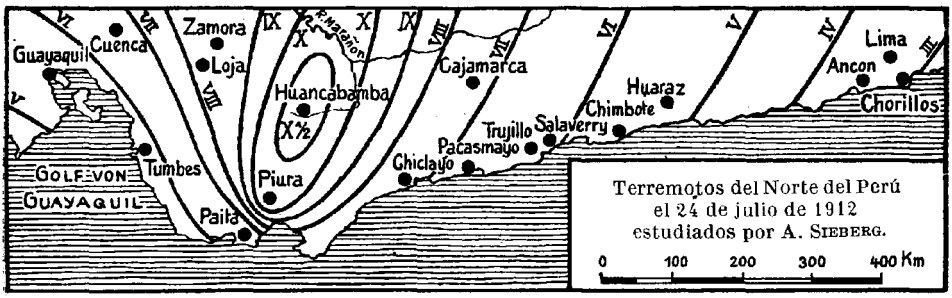


Fig. 271.

tenecen o al surco submarino del foso de Lima de 5868 m de profundidad o a la pendiente abrupta del zócalo peruano setentrional de la cuenca abisal peruana. Es muy probable también que allí existan focos de sacudimientos pequeños y medianos, cuya comprobación es imposible a causa del desarrollo demasiado débil de energía así como por la gran distancia a las mas próximas estaciones sismométricas. En varios casos resultó que las ondas sísmicas, emitidas por los focos submarinos, sacudieron las partes de tierra firme cercanas a la costa de un modo débilmente perceptible. Por eso para algunos terremotos de la costa se debe tomar en consideración la posibilidad de que no provengan de focos continentales pequeños o locales, sino que tengan su origen bajo el fondo del océano y de que sean los últimos movimientos perceptibles de fuertes terremotos marinos (compárese la última parte del cuadro I., p. 418).

Numerosos terremotos de origen continental han sido percibidos también como maremotos en el océano libre, hasta más de 100 km de distancia de la costa, mientras que las zonas sacudidas de algunos maremotos no han llegado al parecer hasta la tierra firme. La compilación más amplia de estos fenómenos la ha hecho E. RUDOLPH. En los maremotos, los sacudimientos del fondo del mar son la causa de que las masas de agua superyacentes ejecuten ondulaciones longitudinales elásticas; pero aún permanece incomprensible para el marino y el géologo el hecho de que no tengan influencia sobre el oleaje dominante (véase SIEBERG. 1923) Asi se produjo admiración especial, cuando durante el terremoto del 6. de febrero de 1716, los buques fueron tan fuertemente sacudidos en el puerto de Pisco, que se quebraron vergas y mástiles, a pesar de que el mar estaba tran-

quilo y su superficie como un espejo. Pero no faltan observaciones sobre movimientos de la superficie del mar, que llamen la atención: el agua del puerto del Callao, durante el terremoto de Lima del 30 de marzo de 1828, empezó dar numerosas burbujas que cubrieron la superficie y que al reventar dejaban un perceptible olor a hidrógeno sulfurado y fué entonces que los buques principiaron a balancearse fuertemente. En el mismo sitio aparecieron surtidores de 30—40 cm de altura durante que se extendían por gran distancia sobre la superficie, el maremoto del 8 de enero de 1865 y queda fuera de duda que también en este caso el sacudimiento del fango del fondo del mar causó la erupción espontánea de estas grandes cantidades de gases de putrefacción.

Especies de terremotos. Todas las condiciones exteriores indican que casi todos los sismos sentidos en el Perú, son terremotos de dislocación. Fué justamente aquí, donde Boussingault estableció en 1835 el fundamento de la teoría, más tarde tan célebre, de los sacudimientos tectónicos, cuando, en oposición a A. v. Humboldt, constató que en los Andes existían, al lado de terremotos volcánicos, localmente limitados, otros terremotos muy extendidos que por su independencia de las erupciones volcánicas se debían considerar como una consecuencia de la orogénesis. Un caso particular habla mucho en favor del movimiente progresivo de los epicentros de los terremotos de dislocación, tan á menudo puesta en duda: la catástrofe de Arequipa del 13. de agosto de 1868 fué solamente el preludio de otra más grande, la del 16. de agosto en el Norte del Ecuador, que según dicen causó 70,000 víctimas, seguido a su vez por la del 19. de agosto, que causó la completa destrucción de la ciudad de Cosapilla en Bolivia. Es difícil pues creer que se trate en estos casos de una pura casualidad.

Las relaciones de los terremotos con la tectónica del Perú, sólo pueden reconocerse en sus rasgos mas generales a causa de deficiencia en observaciones. Como demostró Steinmann, puede constatarse ya desde el cuaternario y en casi todas partes de la costa, un levantamiento del cordón de pliegues de la Cordillera; entre otras cosas habla también en favor de esta opinión, la excavación profunda de los valles en tiempos muy recientes. Desde

un punto de vista geológico, puede considerarse este levantamiento como continuación del plegamiento o como un levantamiento del área en su totalidad. No se ha descubierto hasta ahora sino fallas menores en sitios aislados, quedando muchas veces la duda de si son tales o más bien escurrimientos. Formando contraste con lo anterior se hunde toda la faja anexa al Oceano Pacífico. Coincide con esto, probablemente, una profundización de los fosos submarinos de Lima y Arica. El hundimiento en forma de arco de Arica, salta a la vista en el cuadro geológico y el sísmico, pues fué allí donde, según STEINMANN, se hundió bajo las olas una antigua área continental parecida a la de Guayana-Brasil, junto con un trozo de la Cordillera de la costa chilena. Instintivamente vienen a la mente las condiciones existentes al Oeste de Calabria, con las conocidas líneas periféricas de E. SUESS (1874). Condiciones parecidas reinan tal vez en el golfo de Guayaquil. Por lo demás, parece que se trata de dislocaciones por fallas en fajas paralelas a la costa, pués según las experiencias hechas hasta la fecha, las pequeñas fallas superficiales de plegamiento y hasta los planos profundos de los escurrimientos, son solamente causa de terremotos pequeños y locales.

Pero además de los terremotos de dislocación, existen referencias de un terremoto de erupción típico, pués el 15 de febrero de 1600 empezó con una cantidad de ligeros temblores, perceptibles en parte hasta más allá de Arequipa, una erupción del único volcán activo en el Perú, del Misti o Huaina Putina como lo llamaban entonces. La frecuencia de los sacudimientos aumentó en la tarde del 18, y a las 10 la fuerza sísmica alcanzó en Arequipa el V. grado; solamente en las 24 horas siguientes se contó más de 200 sacudimientos. El sacudimiento más fuerte de todo el período, ocurrió el 28 de febrero. Fueron víctimas las dos aldeas indias de Quinistacas y Omate, situadas al pié del volcán, junto con aproximadamente 100 habitantes. En Arequipa mismo, resultaron también daños menores en los edificios. La lluvia de cenizas, que duró 24 días, alcanzó hasta más de 160 km; en un radio menor los árboles fueron aplastados por el peso de la ceniza y los campos destruídos ocasionaron de esta manera la muerte del ganado.

Cuadro I. Los terremotos graves en el Perú, 1569—1913,
colocados según la situación aproximada de sus epicentros.

Fecha		Tiempo aproximado h	Mínimum de la fuerza del terremoto. Mercalli	Radio del alcance en km		Explicaciones
				macrosísmico	microsísmico	
Huancabamba ($\varphi = 5^1/_4{}^0$ S, $\lambda = 79^1/_2{}^0$ W. Gr.) Terremoto mundial						
1912	24 de julio	7	XI	1000	20000	Compárese el mapa de las isoseístas, fig. 271.
Piura ($\varphi = 5^1/_2{}^0$, $\lambda = 80^1/_2{}^0$) Terremoto mediano ?						
1857	20 de agosto	7	VIII	?	?	Del fondo de grietas surgió fango negro. Paita ca. VI—VII.
1906	9 de enero	$5^1/_4$	VIII	?	?	
Chuquibamba ($\varphi = 6^3/_4{}^0$, $\lambda = 77^3/_4{}^0$) Terremoto mundial.						
1913	6 de agosto	$17^1/_4$	X	1500	20000	
Trujillo ($\varphi = 8^0$, $\lambda = 79^0$) Terremoto mediano.						
1619	4 de febrero o 4 de abril	12	IX	400	?	Durante 2 semanas terremotos consecuentes.
1725	?	?	VII	?	?	
1759 o 1760	abril	?	IX	?	?	
1799	segunda mitad del año	?	VII	?	?	
Cerros de Chinchao ($\varphi = 9^0$, $\lambda = 76^0$) Terremoto mediano.						
1907	2 de marzo	$16^1/_2$	VII	?	?	
Cerro de Pasco ($\varphi = 10^0$, $\lambda = 76^0$) Terremoto grande.						
1907	16 de noviembre	$5^1/_2$	?	700	13000	Punto de observación más cercano (distancia del foco: más o menos 150 km) Tarma; V.
Lima ($\varphi = 11^3/_4{}^0$, $\lambda = 76^3/_4{}^0$) Terremoto mundial.						
1586	9 de julio	a la tarde	VIII	800	?	Mas de 20 muertos. Ola sísmica destructiva en Trujillo.
1630	27 de noviembre	?	VIII	?	?	
1655	13 de noviembre	?	VIII	?	?	
1678	8 de enero o 17 de junio	?	VIII	>500	?	Ola sísmica que en Santa llevó buques de 60—100 t bastante lejos tierra adentro.

Fecha		Tiempo aproximado h	Mínimum de la fuerza del terremoto. MERCALLI	Radio del alcance en km		Explicaciones
				macrosísmico	microsísmico	
Lima (continuación).						
1687	20 de octubre	4—6	IX	800	?	Mas de 5000 muertos. Maremoto sentido. Ola sísmica entre Chancai y Pisco.
1690	20 de octubre	19	IX	?	?	Ola sísmica. El pueblo de Pisco se hundió por desbarrancamiento al mar, de modo que hoy está allí la rada; el pueblo fué reconstruido más tierra adentro.
1699	14 de julio	?	VII	?	?	
1709	24 de octubre	$1^1/_2$	VII	?	?	Asi mismo VII, el del 20 de diciembre a las 3 h. De ese grado fueron también los sacudimientos más fuertes de una serie continua de terremotos ocurridos desde el 20 de marzo hasta el fin del año.
1732	2 de diciembre	?	VII	ca. 800	?	
1746	28 de octubre	$22^1/_2$	X	>1200	?	Arequipa V. Callao IX; Chancai, Jauja, Pativilca VIII. Tacna VI? Ola sísmica que completó la destrucción de Callao. De unos 5000 habitantes, solo 200 sobrevivieron; y de 23 buques que habián en el puerto 17 fueron hundidos y 4 llevados a tierra firme. Por desbarrancamiento de la costa, formóse una nueva bahía. Los puertos de Caballas y Guañape fueron destruidos por la ola. Sacudimientos consecuentes se registraron en número superior a 200 en las 24 horas siguientes, y hasta febrero del año siguiente se observaron más de 1500.

Fecha	Tiempo aproximado h	Mínimum de la fuerza del terremoto. Mercalli	Radio del alcance en km		Explicaciones
			macrosísmico	microsísmico	
Lima (continuación).					
1828 30 de marzo	$7^1/_2$	VIII	ca. 800	?	Grandes desprendimientos de peñas cerca de San Mateo. Ciudades costaneras al Norte de Lima destruidas (por ola sísmica?) En el Callao maremoto fuerte con agua tranquila que hizo bailar fuertemente á los buques. Después se levantó oleaje. Ola sísmica?
1904 4 de marzo	$5^1/_4$	VIII	700	20 000	Más fuerte en los cerros. Maremoto.
Huancaramá ($\varphi = 13^1/_2{}^0$, $\lambda = 73^3/_4{}^0$) Terremoto mediano.					
1847 al principio de mayo	?	VIII	?	?	Terremoto de 4 días. Grandes grietas del suelo.
Albancai ($\varphi = 13^3/_4{}^0$, $\lambda = 73^0$) Terremoto grande.					
1876 4 de enero	$21^1/_2$	IX	?	?	
1913 4 de noviembre	$5^1/_4$	X	ca. 800	14 000	Las aldeas de Capaya, Cartuacan, Puente, Sañaica y Toraya completamente destruídas y muchas otras gravemente perjudicadas. Más de 200 muertos.
Ica ($\varphi = 14^1/_4{}^0$, $\lambda = 75^1/_4{}^0$) Terremoto mediano.					
1569 ?	?	X	?	?	La Villa de Valverde destruída y reconstruida en su lugar la actual ciudad de Ica.
1647 13 de mayo	?	IX	?	?	
1664 ?	?	VIII	?	?	15 muertos.
1847 28 de junio	?	VII	?	?	

Fecha	Tiempo aproximado h	Mínimum de la fuerza del terremoto Mercalli	Radio del alcance en km		Explicaciones
			macrosísmico	microsísmico	
Caravelí ($\varphi = 15^1/_4{}^0$, $\lambda = 73^3/_4{}^0$) Terremoto grande.					
1821	10 de julio	1	IX	muy grande	?	Mas de 160 muertos allí y en los alrededores. En Arequipa grado VII y varios muertos.
Volcán Misti ($\varphi = 16^0$, $\lambda = 75^1/_4{}^0$) Terremoto pequeño.					
1600	28 de febrero	?	IX	ca. 100	?	Un sacudimiento fuerte de una serie continua de terremotos que alcanzó hasta más allá de Arequipa, destruyendo las aldeas de Quinistacas y Omate situadas al pié del cerro. Terremoto de erupción acompañado por la erupción del Misti (entonces Huaina-Putina) que había empezado el 15 de febrero. Durante el 18 aumentó la frecuencia de los sacudimientos, de modo que en las siguientes 24 horas fueron contados más de 200.
Arequipa $\varphi = 16^1/_4{}^0$, $\lambda = 7^1/_4{}^0$) Terremoto mundial.						
1582	22 de enero o 2 de julio	$11^1/_2$ o $5^1/_2$	X	ca. 1000	?	Algunos muertos.
1604	24 de noviembre	12—13	XI	1000	?	Desprendimientos de cerros, resbalamientos de sierra y grietas del suelo donde desaparecieron corrientes de agua. Una ola sísmica destruyó Pisco y Arica.
1725	8 de enero	?	VII	> 800	?	
1742	9 de mayo?	$9^1/_4$	VII	ca. 1000	?	Terremoto consecutivo en mayo, el 12 de junio y 14 de octubre.
1784	13 de mayo	$7^1/_2$	XI	> 1000	?	300 muertos. Surge mucha agua subterránea. Durante el año, erupción del Misti que destruyó aldeas indígenas al pié del cerro.

Fecha		Tiempo aproximado h	Mínimum de la fuerza del terremoto Mercalli	Radio del alcance en km macrosísmico	Radio del alcance en km microsísmico	Explicaciones
		Arequipa (continuación).				
1860	18 de abril	$8^1/_2$	VII	?	?	
1868	13 de agosto	$16^3/_4$	XI	1300	?	Mas de 2000 muertos. Del Misti salió humo sin erupción. La onda sísmica abarcó la costa, desde Trujillo hasta Concepción (ca. 3000 km), y destruyó o perjudicó gravemente a Callao, Arica, Pisahuac, Iquique, atravesando el Océano Pacífico.
1869	3 de noviembre	$19^1/_2$	VII	muy grande	?	
1883	1 de octubre	$6^1/_2$	VII	?	?	
		Camaná ($\varphi = 16^1/_2{}^0$, $\lambda = 72^3/_4{}^0$) Terremoto mediano?				
1716	6 o 10 de febrero	20	IX	ca. 800	?	Maremoto fuerte frente a Pisco, que rompió los mástiles estando tranquilo el mar y sin ninguna ola sísmica.
1720	marzo o abril	?	VIII	?	?	Durante una semana sacudimientos consecutivos.
		Torata ($\varphi = 16^3/_4{}^0$, $\lambda = 70^3/_4{}^0$) Terremoto mediano.				
1590	?	?	IX	?	?	
		Moquehua ($\varphi = 17^1/_4{}^0$, $\lambda = 70^3/_4{}^0$) Terremoto grande?				
1715	22 de agosto	19	IX	ca. 1000	?	Pocos muertos. Sacudimientos consecutivos fuertes durante dos meses.
		Océano Pacífico, Terremoto grande y mundial.				

									Próximo punto de observación
1907	20 de junio	$6^3/_4$	?	> 700	12 000	$\varphi = 7°$, $\lambda = 81°$		foso de Lima	Chiclayo V
1908	14 de febrero	4	?	700	19 000	8°	81°		Salaverry V
1907	23 de enero	$15^1/_2$	?	> 300	14 000	12°	79°		Ancón V
1906	28 de setiembre	$10^1/_2$	?	> 300	20 000	13°	79°		Callao VI 2 terremotos
1905	12 de mayo	$10^1/_2$	?	> 500	17 000	13°	78°		Tambo de Mora V
1904	25 de octubre	$4^1/_2$	?	> 400	15 000	14°	78°		Ica III

No hay pruebas de la existencia de terremotos de hundimiento o sea producidos por desplome de cavidades formadas por solución de materiales de la corteza terrestre (calizas, yeso etc.).

Olas sísmicas. Estas suelen producirse también en la costa peruana a consecuencia de algunos terremotos. Más o menos un cuarto de hora o media hora después del sacudimiento o del maremoto, el mar se retira mucho más allá de la línea de marea baja, de modo que los buques anclados se quedan a veces en seco; entonces vuelve el agua en forma de una alta ola que invade la playa con rompientes hasta mucho más lejos de la línea de alta marea. Este fenómeno suele repetirse hasta cuatro veces. El impulso de las aguas aniquila a menudo por completo lo que dejó en pié el terremoto y al retirarse aquellas, arrastran consigo escombros y hombres. Es claro que la altura y fuerza de la ola dependen del modo según el cual la constitución vertical y horizontal de la zona de la playa favorecen la acción de las rompientes de las aguas invasoras. Por esta razón, sobre todo en relación con el efecto de sombra (Schattenwirkung) de las configuraciones sobresalientes de la costa, no se observa a menudo, a poca distancia del teatro de la mayor destrucción, ni un vestigio de una ola sísmica.

Es sabido que las olas sísmicas son, en contraste con las ondas elásticas de los maremotos, ondas transferidas (Sieberg, 1923), es decir ondas de gravitación transversales, en las que una masa de agua compacta se traslada. Rudolph tomó estas olas como consecuencia de erupciones volcánicas submarinas. Es cierto que en algunos casos no puede negarse tal origen, pero, en cambio, O. Krümmel llamó ya la atención sobre el hecho de que las dislocaciones repentinas de áreas submarinas y sobre todo los resbalamientos submarinos de tierra, pueden ocasionar también olas sísmicas. Por esto, en los tiempos recientes se acepta por costumbre, desconociendo las verdaderas relaciones de los fenómenos, un epicentro submarino para los terremotos en zonas litorales, acompañados por olas sísmicas. Tal vez si este razonamiento vaya con todo muy lejos.

La presente investigación, es una contribución para dilucidar la cuestión del origen de las olas sísmicas. Ya con motivo del terremoto chileno de Atacama, del 10 de noviembre de 1922, Sieberg

(1924) comprobó, quizá por primera vez, que un terremoto, cuyo epicentro estaba situado sobre el continente, á más de 100 km de distancia de la costa, era seguido por una ola sísmica. Esta puede explicarse, bajo las condiciones reinantes, sólo por el resbalamiento submarino de enormes masas de fango del fondo, que se verifica en las faldas escarpadas dentro de la zona del foso de Atacama. Casos absolutamente idénticos han ocurrido durante unos cuantos terremotos peruanos. Las olas sísmicas de graves consecuencias enumeradas en el cuadro, tuvieron también con toda seguridad focos continentales, es decir, focos cerca de Lima y de Arequipa; y el último foco de los dos, situado a más de 100 km tierra adentro, causó la ola tan destructiva de Arica (distancia desde el foco 300 km) del 13 de agosto de 1868 (v. HOCHSTETTER, 1868). Naturalmente que un terremoto submarino puede ser también la causa de un resbalamiento de tierra subacuático, que origine una ola, y es ciertamente pura casualidad que los terremotos del Peru, investigados hasta ahora sólo macrosísmicamente, no hayan suministrado todavía un ejemplo incontestable. Sin embargo, debemos considerar que la ola sísmica destructiva del Callao, de diciembre de 1841, en cuya ocasión se dijo que no fué sentido ni el más mínimo movimiento del suelo, como un ejemplo de lo que manifestamos. En todo caso, resulta claramente de lo antedicho, que las olas sísmicas de tal origen, no tienen conexión inmediata con la naturaleza del terremoto, aun cuando su foco sea submarino, sino que son una consecuencia casual de sacudimientos del fondo mar.

Literatura mas importante sobre los terremotos del Perú.

1865—70, 76. FUCHS, C. W. C. Die vulkanischen Erscheinungen der Erde im Jahre ..... Tschermaks Min. u. petr. Mitt.

1868—69. HOCHSTETTER, F. VON. Die Erdbebenflut im Pazifischen Ozean, August 1868.
Sitzber. K. K. Akad. d. Wissensch., Wien, **58** u. **60**.

1822—41. HOFF, A. VON. Geschichte der durch Überlieferung nachgewiesenen natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche.
Gotha, **2**.

1911. KRÜMMEL, O. Handbuch der Ozeanographie. Stuttgart.

1910—16. MONTESSUS DE BALLORE, F. DE. Historia sísmica de los Andes Meridionales.
Santiago de Chile.

1857. Perrey, Al. Documents sur les tremblements de terre au Pérou, dans la Colombie et dans le Bassin de l'Amazone.

1926. Picón, R. Contribución al estudio de la sismología en el Perú, con un mapa sísmico-geológico. Lima. — Resumen por J. C. Lissón, con el mapa original y 16 laminas. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, **2**, 1926.

1887—98. Rudolph, E. Über submarine Erdbeben und Eruptionen. Gerlands Beitr. z. Geophys. **1—3**. Leipzig.

1909—13. Sieberg, A. Monatl. Übersicht über die seismische Tätigkeit der Erdrinde. Kaiserl. Hauptstat. f. Erdbebenforschung Straßburg u. Reichsanstalt f. Erdbebenf. Jena.

1922. Sieberg, A. Die Verbreitung der Erdbeben auf Grund neuerer makro- und mikroseismischer Beobachtungen und ihre Bedeutung für Fragen der Tektonik. Veröfftl. d. Hauptstat. f. Erdbebenforsch. Jena, Heft 1.

1923. — Geologische, physikalische und angewandte Erdbebenkunde. Mit Beiträgen von B. Gutenberg. Jena.

1924. Sieberg, A. und Gutenberg, B. Das Erdbeben in der chilenischen Provinz Atacama am 10. November 1922. Veröfftl. d. Reichsanstalt für Erdbebenforsch. Jena, Heft 3.

1874. Suess, E. Die Erdbeben im südlichen Italien. Denkschr. K. Akad. d. Wissensch. Wien, **34**.

1903—08. Zentralbureau der Internationalen Seismologischen Association.

a) Catalogue régional des tremblements de terre, bearbeitet von E. Rudolph, E. Oddone, A. Christensen u. G. Ziemendorff, E. Scheu, R. Lais u. A. Sieberg.

b) Katalog der registrierten seismischen Störungen, und Registrierungen der besser ausgeprägten seismischen Störungen, bearbeitet von E. Tams, E Rosenthal u. S. Szirtes.

Observaciones al mapa geológico.

El mapa geológico general adjunto de la Cordillera del Perú, es el primer ensayo, naturalmente muy incompleto, que se hace para explicar los hechos conocidos hasta la fecha por medio de la cartografía. Como el mapa fué diseñado hace ya varios años, hoy día queda atrasado en varios puntos, y por esa razón se imponen algunas observaciones sobre el modo de presentacion las correciones mas importantes y los suplementos.

Debemos decir que nos resultó muy difícil, casi imposible, subdividir la serie de las formaciones más de lo que se ha hecho aquí. Hubiera sido sobre todo muy deseable una diferenciación entre el cretácico inferior y medio, porque eso hubiera presentado con mucho más claridad la tectónica con sus plegamientos, pero solamente existían suficientes observaciones en regiones aisladas y la mayoría habría tenido únicamente una representación esquemática, la que, tomando en cuentá la escala muy reducida del mapa, hubiera sido muchas veces difícil de hacer.

Cuaternario. Las terrazas marinas cuaternarias solo están señaladas en el Norte hasta Trujillo, debido a falta de datos más exactos acerca de la extensión de los hallazgos más meridionales, que son más limitados pero acompañan la costa en fajas más o menos estrechas. De los depósitos terrestres cuaternarios, se ha dibujado solamente algunos de los mayores y mejor conocidos.

Terciario. El neogénico continental tiene una vasta propagación en la falda del Este de la cordillera, y probablemente acompaña en forma de una faja ancha y continua el pié de la sierra desde las yungas de Bolivia (O. 14) hasta el Ecuador y Venezuela. Fué encontrado todavía por SINGEWALD en el Pongo de Manseriche (E. 3).

El neogénico marino entre Cañete (F. 12) y Atico (H. 14), parece pertenecer, según los fósiles más recientemente encontrados, de preferencia, sino enteramente, al paleogénico.

Cretácico Superior. La falda oriental de la cordillera está acompañada por una faja ancha de la formación de Puca,

la que se extiende de las yungas de Bolivia (0. 14) hasta la región de Napo en el Ecuador. Allí como también en el Pongo de Manseriche (E. 3), el senónico marino está cubierto en concordancia por las capas de Puca.

Recién han sido hechos nuevos hallazgos importantes de sedimentos paleozoicos y mesozoicos en la región de Amotape por Bravo, Ganz, Gsell y Frylink, cuyos fósiles fueron estudiados por Gerth. Así se vé el senónico en una faja con el rumbo E—O de la Sierra de Paita (A/B. 4), hasta la costa, en forma de areniscas calcáreas con *Roudairia*, de calizas con *actaeonellas* e *hipurites* (*Pironaea*) y de margas y calizas con *Sphenodiscus plurisepta* y *Roudairia* etc. En Pan de Azucar, al lado occidental de la Sierra de Amotape (A. 3), se encontraron calizas con *actaeonellas* y *Nerinaea* y en el Pongo de Manseriche (E. 3) la presencia del senónico ha sido comprobada por Singewald por medio de fósiles.

Cretácico medio e inferior. En la falda occidental de la Sierra de Amotape (A. 3) se encuentra calizas del albiano con *Oxytropiceras* y en Pan de Azucar calizas de *Caprotina* con *Agria* cerca de La Brea. El cretácico medio ha sido comprobado también por Singewald en el Pongo de Manseriche (E. 3).

Portlandiano, fué constatado por Stappenbeck en varios lugares de la cuenca hidrográfica del río Chicama (D. 6) y se extiende hasta la región de Cajamarca.

Carbónico superior, fué encontrado por Bravo y otros con fósiles marinos (*Productus*, *Fenestella*) y también cerca del Cerro Prieto al lado Sudoeste de la Sierra de Amotape (A. 3). Probablemente existe también en forma de calizas con crinoideos y corales en la Punta de Paita, donde fueron encontrados por Steinmann restos de plantas indeterminables junto con esquistos. La mancha coloreada con la tinta de la filita precámbrica, debe ser substituida por la tinta del carbónico.

Porfiritas de diabasa mesozóicas. Bajo esta denominación se ha concebido: 1. rocas efusivas ácidas y básicas pertenecientes al carbónico superior. 2. Rocas efusivas y filones-capas básicos de los períodos barremiano y senónico 3. Rocas de acidez media, preferemente brechas y tobas porfiríticas de la formación

del Rimac colocada en el límite del cretácico superior y del terciario y desarrollada especialmente en el centro del Perú, como p. e. en valle superior del río Rimac y mas al Sur y al Norte (E/F. 10/11).

Rocas plutónicas del terciario (granodiorita). Las granodioritas terciarias de la Cordillera Real (O. 14) y su continuación en dirección hasta la región del Urubamba (K. 12), fueron señaladas equivocadamente como rocas premesozoicas; quizás se encuentran en esta región, rocas profundas de ambas clases.

Región de Amotape (A/B. 2—5). La constitución geológica de esta región tendría un carácter esencialmente diferente, si uno se figura dibujados sobre los macizos cristalinos antiguos los sedimentos más modernos recientemente descubiertos (carbónico y cretácico), y si estos se prolongasen, como es de suponer, en dirección E—O ó SSE—ONO. Del mismo modo salta bien a la vista sólo en partes aisladas, el rumbo divergente de los **Chimuandes** en las regiones de la Cordillera situadas al SE de la región de Amotape. Las manchas de color de los sedimentos, deberían ser prolongadas aquí preferentemente en dirección E—O y ESE—ONO.

Bibliografía.

Abreviaturas usadas aquí.

Abh. Schweiz. Pal. Ges. = Abhandlungen der Schweizer Paläontologischen Gesellschaft. Genf u. Basel.
Amer. Journ. Sc. = American Journal of Science. New Haven.
An. Congr. Nac. Ind. Min. = Anales del Congreso Nacional de la Industria Minera. Lima.
An. Esc. Constr. Civ. Min. = Anales de la Escuela de Construcciones Civiles y de Minas del Perú. Lima.
An. Soc. Cien. Arg. = Anales de la Sociedad Científica Argentina. Buenos Aires.
Ann. and Mag. Nat. Hist. = Annals and Magazine of Natural History. London.
Ann. d. Mines = Annales des Mines. Paris.
Ann. New York Ac. Sc. = Annals of the Academy of Natural Science of New York.
Ann. Paléontologie = Annales de Paléontologie. Paris.
Arch. Ass. Per. Progr. C. = Archivos de la Asociación Peruana por el Progreso de la Ciencia. Lima.
Bol. Min. Fom. = Boletín del Ministerio de Fomento. Lima.
[1]Bol. Soc. Ing. = Boletín de la Sociedad de Ingenieros del Perú. Lima.
Bol. Soc. Geogr. = Boletín de la Sociedad Geográfica. Lima.
Bol. Soc. Nac. Min. = Boletín de la Sociedad Nacional de Minería. Santiago de Chile.
Bol. Soc. Geol. Perú = Boletín de la Sociedad Geológica del Perú. Lima.
[2]Bol. Min. Ind. Constr. = Boletín de Minas, Industrias y Construcciones publicado por la Escuela de Ingenieros. Lima.
[2]Bol. Minas = Boletín de Minas. Lima.
B. C. I. M. P. = Boletín del Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú. Lima.
Bol. Of. Nac. Estadística = Boletín de la Oficina Nacional de Estadística. La Paz.
Bull. geol. Soc. America = Bulletin of the Geological Society of America. Washington.
B. S. G. Fr. = Bulletin de la Société Géologique de France. Paris.
Bull. U. S. Geol. Survey = Bulletin of the Geological Survey of the United States. Washington.
Bull. Amer. Inst. Min. Eng. = Bulletin of the American Institute of Mining Engineers.
Bull. Mus. Comp. Zool. = Bulletin of the Museum of Comparative Zoology. Cambridge. (Mass.)
Bull. Am. Ass. Petroleum Geologists = Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists.
C. R. somm. Séances Soc. Géol. France = Comptes Rendues sommaires des Séances de la Société Géologique de France. Paris.
Cpts. Rend. Ac. Sc. = Comptes Rendues de l'Académie des Sciences. Paris.
Centralbl. f. Min. = Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Stuttgart.
Denkschr. Ak. Wien = Denkschriften der Kais. Akademie der Wissenschaften. Wien.
Ecl. Geol. Helvetiae = Eclogae Geologicae Helvetiae. Basel.
Econ. Geol. = Economic Geology. Lancester, Pa.
Eng. Min. Journ. = Engineering and Mining Journal. New York.
Geol. Mag. = Geological Magazine. London.
Inf. Memor. Bol. Soc. Ing. = Informaciones y Memorias. Boletín de la Sociedad de Ingenieros. Lima.

---

[1] y [2] son la misma publicación. — N. del T.

Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt = Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt. Wien.
Journ. Amer. Chem. Soc. = Journal of the American Chemical Society. New York.
Journ. Royal Geogr. Soc. = Journal of the Royal Geographical Society. London.
Kgl. Svensk. Vetensk. Handlingar = Kongliga svenska Vetenskaps-Akademiens Handlingar. Stockholm.
Mém. Ac. Imp. St. Pétersbourg = Mémoires de l'Académie Imperiale de St. Pétersbourg (Leningrad).
Min. and Sci. Press = Mineral and Scientific Press.
Min. Mag. = Mineralogical Magazine. London.
Min. and Eng. World = Mining and Engineering World.
N. J. f. Min. etc. = Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Stuttgart. BB. = Beilagebände.
Pal. Zeitschrift = Paläontologische Zeitschrift. Berlin.
Proc. Geol. Soc. = Proceedings of the Geological Society (Quarterly Journal). London.
Proc. U. S. Nat. Museum = Proceedings of the United States National Museum. Washington.
Proc. Acad. Nat. Sc. = Proceedings of the Academy of Natural Science. Philadelphia.
Proc. Cal. Ac. Sc. = Proceedings of the California Academy of Science. S. Francisco.
Qu. J. Geol. Soc. = Quarterly Journal of the Geological Society. London.
Rev. Cienc. = Revista de Ciencias.
Rev. Mus. La Plata = Revista del Museo de La Plata. La Plata.
Sitz. Phys.-Med. Ges. Würzburg = Sitzungsberichte der Physikalisch-Medizinischen Gesellschaft. Würzburg.
Trans. Connecticut Ac. Sc. = Transactions of the Connecticut Academy of Science.
Sitz. Wiener Ak. Wiss. = Sitzungsberichte der Kais. Akademie der Wissenschaften. Wien.
Trans. Am. Inst. Min. Eng. = Transactions of the American Institute of Mining Engineers. New York.
Z. f. pr. Geol. = Zeitschrift für praktische Geologie. Berlin.
Zeitsch. Ges. Erdk. Berlin = Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde. Berlin.
Verh. Ges. Erdk. = Verhandlungen der Gesellschaft für Erdkunde. Berlin.

1924 Anthony, H. E. A New Fossil Perissodactyl from Peru. American Museum Novitates **3**, No. 21.
1905 Adams, J. I. Caudal, Procedencia y Distribución de Aguas de la Provincia de Tumbes y los Departamentos de Piura y Lambayeque. B. C. I. M. P. **27**, 1—113, 22 lam., 1 pl., 5 Fig.
1905a — Geología y aguas subterráneas de la provincia constitucional del Callao. B. C. I. M. P. **33**, 41—58.
1906 — Caudal, procedencia y distribución de aguas de los departamentos de Lima y Ica. B. C. I. M. P. **37**, 1—94, 24 t., 1 mapa.
1906a — Caudal, procedencia y distribución de aguas de los departamentos de la Libertad y Ancash. B. C. I. M. P. **40**, 1—58, 13 t., 1 mapa.
1906b — Caudal, procedencia y distribución de aguas en los departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna. B. C. I. M. P. **45**, 1—61. 1 mapa.
1908 — An outline review of the Geology of Peru. Rep. Smith. Instit. 384—490.
1908a — The Physical features and Mining Industry of Peru. Trans. Am. Inst. Min. Eng., **39**, 250—259.

1875 Agassiz, A. (Structure of the Carboniferous system of the elevated plateau of Peru.)
Bull. Mus. Comp. Zool. Cambridge. **3**, 283—286.
1876 — and Pourtalès, L. F. Recent Corals from Tilibiche, Peru.
Bull. Mus. Comp. Zool. Cambridge, **3**, 287—290, 1 pl.
1868 — L. and Mrs. L. A Journey in Brasil.
Boston, Tickner & Fields, 19 + 540 p.
1898 Alayza y Paz-Soldán F. Informe general sobre la provincia de Patáz.
Bol. Soc. Nac. Min., 172—176, 209—214, 251—258, 291—298, 328—336, 373—379, 409—411.
1903 — Informe sobre la Provincia de Moquegua y el Departamento de Tacna.
B. C. I. M. P. **3**, 1—123, 4 pl., 2 taf.
1916 — Petróleo del Perú.
Bol. Soc. Nac. Min. Ser. 3, **28**, 318—343.
1905 Alvarado, L. U. Yacimientos Auríferos de Condesuyos y Camaná.
B. C. I. M. P. **20**, 49 p., 5 lám.
1920 Alvarado y Martinez, R. G. La siderosa de los cerros de Lurín y Pachacamac.
An. Congr. Nac. Ind. Min. P., **7**. 7—44, 9 tab.
1921 Anales del Congreso Nacional de Industría Minera.
Lima. Torres Aguirre.
T. **1**, 1921. **2**, 1921. **4**, 1921. **5**, 1919. **6**, 1919. **7**, 1920. **8**, 1919. Anexo 1921.
1878 Anonymus, The Cerro de Pasco Silver Mines and the Callao, Lima and Oroya Railway of Peru.
Eng. Min. Jour. **26**. 435—437.
1902 — The Cerro de Pasco Copper Mines.
Eng. Min. Jour. **74**. 742—743.
1905 — Nuevos yacimientos de estaño y bismuto en el Perú.
Bol. Soc. Nac. Min. **87**, 103—105.
1914 — The Gold placers of Marañon river, Perú.
Min. and Eng. World **40** 886—888.
1914a — Development of Mining in South America-Peru.
Min. and Eng. World **41**. 512—518.
1916 — Tungsten Ore in Perú.
Eng. Min. Jour. **102**, 968.
1901 Arana, P. P. Las minas de azogue en el Perú.
Imprenta de El Lucero. Lima. 109 p.
1921 Arce, J. N. El Asiento Mineral de Colquijirca.
An. Congr. Nac. Ind. Min. **2**, 7—31.
1916 Arnold, R. Conservation of the Oil and Gas Resources of the Americas.
Econ. Geol. **11**, 203—222—299—326.

1887 Babinski, A. — Cerro de Pasco.
Bol. Soc. Nac. Min. **4**, 614—620.
1897 Balta, J. Observaciones hechas en un viaje a Carabaya. Bol. Soc. Geogr. Lima **7**. I—III.
1897a — El Glaciar de Aricoma.
Rev. Cienc. Lima **1**. 21—22.
1897b — Metalos raros en el Perú.
Rev. Cienc. Lima **1**, 89—94.
1897c — Un efecto geodinámico de la corriente antárctica americana.
Bol. Soc. Geogr. **7**, 311—314.
1897d — Fósiles de Carabaya.
Bol. Soc. Geogr. **7**. — Bol. Minas **13**.

1898 Balta, J. Más fósiles de Carabaya.
Bol. Minas **14**, 19.
Rev. Cienc. Lima, 114—116.
1898a — Nota preliminar sobre los filones de oro de Carabaya.
Bol. Soc. Geogr. Lima **14**, 111—118, 1 mapa.
1899 — El Sistema Carbonífero en el Perú.
Rev. Cienc. — Bol. Min. Ind. Constr. **15**, 68—72, 82—86, 1 pl.
1899a — Ojeada sobre la Minería de Yauli.
Bol. Soc. Nac. Min., 164—167—196, 202—265—271.
1902 — Informe sobre la región de Anticona (Yauli).
Bol. Soc. Nac. Min., 237—246.
1907 — Informe sobre las Pertenencias Carboníferas del Sindicato Cupisnique. Lima. 1—75, 16 t.
Bol. Min. Ind. Constr. **2**, 26—32.
1918 Basadre, C. y G. Estado actual y porvenir de la Industría Minera en los Departamentos del Sur.
B. C. I. M. P. **93**, 1—64, 44, 17 lam.
1893 Basadre, M. Un fósil peruano notable: el *Sclelidotherium leptocephalum.*
Bol. Soc. Geogr. **3**, 86.
1928 Basse, E. Quelques Invertébrés crétacés de la Cordillère andine.
Cpts. rend. Soc. Géol, France, 74.
1911 Beas A. E. — Minas de carbón de Goyllarisquisga.
Bol. Min. Ind. Constr. 2. ser., **3**, 88—97.
1904 Benrath, A. Über eine Eiszeit in der peruanischen Küstenkordillere.
Petermanns Mitt. **50**, 268.
1911 Bergt, W. (Investigación de las rocas recogidas por el prof. Hauthal en el Perú.) En: Hauthal, R., Reisen in Bolivien und Perú, 221—225.
1914 — (Lista de las rocas recogidas por el prof. Sievers en el Perú y Ecuador en el año 1909.) En: Sievers, Reisen in Perú und Ecuador, 398—406.
1919 Berry, Edward W. The Tertiary Flora of Perú — Miocene Fossil Plants from Northern Perú. Proc. U. S. Nat. Museum **55**, 279—294, t. 14—17.
1921 — Tertiary Formations of Western South America.
Publication of Bernice P. Bishop Museum **7**, 845—865.
1922 — Carboniferous Plants from Perú.
Amer. Journ. Sc. 5th ser. **3**, 189—194.
1922a — Carboniferous Plants from Perú.
John Hopkins Univ. Studies in Geology **4**, 10—42, t. 1—7.
1922b — The Mesozoic Flora of Perú.
John Hopkins Univ. Studies in Geology **4**, 45—70, t. 1—3.
1922c — Marine Upper Cretaceous and new *Echinocorys* from the Altiplanicie of Bolivia. Journ. of Geology **30**, 227—231, 3 fig.
1922d — *Hippurites* from South America.
Pan-American Geologist **37**, 272—274, t. 29.
1923 — Tertiary Plants from the Andes of Cajamarca, Perú.
Amer. Journ. Sc., 5th ser. **5**, 239—246, 6 fig.
1923a — A New *Hercoglossa* from the Eocene of Perú.
Amer. Journ. Sc., 5th ser. **6**, 427—431, 2 fig.
1925 — Tertiary Plants from Eastern Perú.
John Hopkins Univ. Studies in Geology **6**, 163—177, t. 1, 2.
1925/26 — The Age of the Uplift of the Andes.
Societas Scientiarum Naturalium Croatica, Glasnik vol. **38/39**, 3—29, 4 fig.
1926 — A fossil Palm Fruit from the Middle Eocene of Northwestern Perú.
Proc. U. S. National Museum **70**, 1—4, pl. 1.

1927 BERRY, EDWARD W. The Microspheric Form of "*Orthophragmina*" *(Discocyclina) Peruviana*, CUSHMAN.
Ecl. Geol. Helvetiae **20**, 470—471, 1 fig.
1928 — An Ammonoid from the Carboniferous of Perú.
Amer. Journ. Sc., 5th ser. **25**, 151—153, 2 fig.
1928a — The foraminifera of the Restin shale of Northwest Peru.
Ecl. Geol. Helvetiae. **21**, 130—135, 6 fig.
1928b — The Smaller Foraminifera of the Middle Lobitos Shales of Northwestern Peru.
Ecl. Geol. Helvetiae **21**, 390—405, 27 fig. 1.
1928c — *Asterodiscocyclina*, a new Subgenus of *Orthophragmina*.
Ecl. Geol. Helvetiae **21**, 405—407, T. 33.
1922 BERRY, E. W. and SINGEWALD, J. T. jr. The Geology an Paleontology of the Huancavelica Mercury District.
John Hopkins University Studies in Geology **2**, 1—100, 10 T.
1907 BERTHON. P. Contribution à l'étude des oscillations du rivage dans la baie du Callao.
Bull. Soc. Géol. France.
1898 BIGNON, A. Agua potable del Callao.
Rev. Cienc. Lima, 129—130.
1912 BINGHAM, H. Preliminary Report of the Yale Peruvian Expedition.
Bull. Amer. Geogr. Soc., **44**, 20—26.
1912a — The Discovery of Pre-Historic Human Remains. Amer. Journ. Sc., **33**, 297—305, 2 pl., 7 fig.
1913 — The Investigation of the Prehistoric Human Remains found near Cuzco, Perú. Amer. Journ. Sc., **36**, 1, 2.
1926 BOIT, B. Algunos datos sobre la geología de Ancachs.
Bol. Soc. Geol. Perú, **2**, 47—74.
1926a — — Dos *Neolobites*.
Bol. Soc. Geol. Perú, **2**, 39—40, 1 lám.
1851 BOLAERT, W. Observations on the Geography of Southern Perú etc.
Journ. Royal Geogr. Soc. London, **21**.
1891 BONILLA, V. Yacimientos Auríferos de la Provincia de Sandia.
Bol. Min. **7**, 26—28, 37—39.
1909 BORLKJOF, Z. C. The Coal Deposits of Perú.
Eng. and Min. Jour., **88**, 983, 1272.
1920 BOSWORTH, T. O. Geology of the Quaternary Period on a part of the Pacific Coast of Perú.
Proc. Geol. Soc. London. Dec. 23.
1920a — Structure and Stratigraphy of the Tertiary Deposits in North-Western Perú. Proc. Geol. Soc. London. Dec. 29.
1922 —, WOODS, H., VAUGHAN, T. W., CUSHMAN, J. A. a. oth. Geology of the Tertiary and Quaternary Periods in the North-West Part of Perú.
London. Macmillan Co. 434 p., 26 pl., 11 fold., 150 fig.
1878 BOETTGER, O. Die Tertiärfauna von Pebas am oberen Marañón.
Jahrb. k. k. geol. Reichsanst., **28**, 485—504, t. 13, 14.
1913 BOUERY, P. Examining a Peruvian Placer.
Min. and Sci. Press., **106**, 944—946.
1913a — A Journey to the Interior of Perú.
Min. and Sci. Press, **106**, p. 890—894.
1909 BOWMAN, I. Physiography of the Central Andes.
Amer. Journ. Sc., 4th ser. **28**, 197—217, 373—402, 28 fig.
1909a — Man and climatic change in South-America.
Journ. Royal Geogr. Soc. **33**, 267—298, 4 fig., 602.

1912 Bowman, I. The Geological Relations of the Cuzco Remains.
Amer. Journ. Sc. 4th ser. **33**, 317—325, 6 fig.
1916 — The Andes of Southern Perú. Geographical Reconnaissance along the 73. meridian. New York 336 p., 203 fig., 7 maps.
1915 Bracamonte Ganoza, E. Notas sobre el yacimiento cuprífero de Conchucos.
Bol. Min. Ind. Constr. 2. Ser. **1**. No. 1, 7—9. Lima.
1903 Bravo, J. J. — Los Huaycos.
Inf. Memor. Bol. Soc. Ing. 13 p.
1903a — La Turba en el Perú.
Bol. Min. Fom., 20—22, Lima.
1904 — Excursiones científicas. Asientos Minerales de Yauli y Cerro de Pasco.
Bol. Min. Ind. Constr., **20**, p. 50—52, 67—68.
1905 — Fósiles y Rocas de la Provincia de Cajabamba.
B. C. J. M. P. **19**, 25—29.
1905a — Informe sobre rocas y fósiles de la provincia de Patáz.
B. C. I. M. P., **21**, 53—60.
1905b — Apuntes sobre la Paleontología de Yauli.
B. C. I. M. P. **25**, Anexo No. 1., p. 91—110, 1 tab.
1905c. — Apuntes sobre algunas rocas de Morococha.
B. C. I. M. P. **25**, Anexo No. 2, 111—116.
1906 — (Fósiles y rocas de las provincias de Jauja y Huancayo.)
B. C. I. M. P. **35**. 103—120.
1906a — El Vanadio de Minasgra. Bol. Soc. Ing. 8, 171—185.
1907 — (Informe sobre los minerales y rocas del Departamento de Cuzco).
B. C. I. M. P., **53**, 165—194.
1908 — (El aspecto físico de la Cordillera del Perú).
Bol. Soc. Ing. **10**, 3, 94—101.
1908a — Los Yacimientos cupríferos de Huitor, Cañete.
Bol. Min. Ind. Constr. 2. Ser., 87—92.
1919 — Informe sobre rocas y fósiles de la Cuenca Carbonera Setentrional Lima-Junín. B. C. I. M. P. **97**, 265—292.
1905 —, Sutton, C. W., Adams, J. I. Informes sobre la Provincia Constitucional del Callao. B. C. I. M. P. **33**, 29—39.
1913 Broggi, J. A. La Silla de Payta y sus alrededores. Bol. Minas **5**.
1920 — Apuntes sobre la geología de Huánuco.
Ann. Congr. Nac. Ind. Minera, **7**, 38—66. 2 tab.
1921 — Reconocimiento de la región costanera de los Departamentos de Tumbes y Piura. Arch. Ass. Per. Progr. Sc., **1**.
1922 — Carácter sensiblemente lenticular de los depósitos de carbón de Goyllarisquizga. Arch. Ass. Per. Progr. Sc. **2**, fasc. I, 25—41, 7 lám.
1922a — Anotaciones geológicas. — Huarmey y sus alrededores.
Bol. Minas, II. ser., **13**, 105—127.
1925 — Los Travertinos de los Alrededores de Oroya y el cauce subterraneo del Río Yauli en Saco. Bol. Soc. Geol. Perú. No. 1, 61—65, 5 lám.
1925 a — Posibilidades petrolíferas de la zona litoral Lima-Ica.
Síntesis de la Minería Peruana. Lima **2**, 90—113, 2 lám.
1926 — La región asfaltosa de Santo Domingo. Origen de nuestra asfaltita y geología de la zona que separa Santo Domingo del ferrocarril Oroya-Cerro de Pasco.
Bol. Soc. Geol. Perú, **2**, 76—89, 5 lam.
1927 — La Industria carbonera en el centro del Perú. Síntesis de la Minería Peruana.
Lima. **2**, 2, 1—93, 14 lám.
1924 Brown, C. B. On some Effects of Wind and Sun in the desert of Tumbez, North-West Peru.
Geol. Mag. **61**, 337—339, T. 19, 20.

1910 Brüggen, H. Die Fauna des unteren Senons von Nord-Perú.
Beitr. Geol. Pal. Südamerika, **16**.
N. J. f. Min. etc., B.B. **30**, 717—788, 25—29, 17 fig.
1839 Buch, L. v. Pétrifications recueillies en Amérique par Humboldt et Degenhardt. Berlin.
1849 — Betrachtungen über die Verbreitung und die Grenzen der Kreidebildungen.
Verh.naturhist.Ver.Rheinland u.Westfalen, **2**, 216—242 (239).
1915 Burroughs, W. G. Coal Fields of South America.
Col. Eng., **35**, 552—553—644, **36**, 30—31, 72—73, 153—154.

1906 Cáceres, L. Huinac y sus minas. Bol. Soc. Ing., 8, 277—281.
1907 Calonge, A. Minerales que se benefician en Llaray.
Bol. Min. Ind. Constr. 2. Ser., **1**, no. 4, 46—50.
1898 Carpenter, F. G. Anthracite Coal in South America.
Min. and Min., **18**, p. 543.
1852 Castelnau, T. de. Expédition dans les parties centrales de l'Amérique du Sud, de Rio de Janeiro à Lima et de Lima au Pará. IIIe partie: Itinéraires et coupes géologiques à travers le continent etc. Paris. 75 p. VII pl.
1880 Chatenet, M. du. Estado actual de la Industria minera en el Cerro de Pasco.
An. Esc. Constr. Civ. Min., **1**, 124 p.
1917 Clapp, F. G. Review of Present Knowledge regarding the Petroleum Resources of South America.
Bull. Amer. Inst. Min. Eng., 1739—1791.
1921 Cockerell, T. D. A. Some fossil Fish Scales from Perú.
Proc. U. S. Nat. Mus. **59**, 19—20.
1887 Colunge Anjel, L. E. Las minas de oro y el ferrocarril del Cuzco.
La Gaceta científica, publicada por la Sociedad Amantes de la Ciencia, Lima. **3**, p. 43—45, 68—70, 86—90.
1879 Comstock, W. J. Analysis of the Tetrahedrite from Huallanca, Peru.
Amer. Journ. Sci. **18**, 401—402.
1871 Conrad, T. A. Description of new fossil shells of the Upper Amazon.
Amer. Journ. Conchology, **6**, 192, t. 10, 11.
1874 — Remarks on the Tertiary clays of the Upper Amazon with description of new shells. Proc. Acad. Nat. Sc. Philadelphia, **26**, 25—32.
1875 — Description of a new fossil shell from Peru *(Ostrea calacta)*.
Proc. Acad. Nat. Sc., Philadelphia, **26**, 139.
1901 Conway, M. Climbing and Exploration in the Bolivian Andes.
2 vol. London and New York. Harper Brothers. 403 p., 57 tab.
1909 — Gold Dredging Ground in the Upper Amazon Valley.
Eng. Min. Journ. **87**, 643.
1892/3. Coz, F. A. y Venturo, P. C. — Asiento Mineral de Tulla.
Bol. Min. Ind. Constr., **8**, 93—94. **9**, 11—13.
1922 Cushman, J. A. Foraminifera of the Eocene Deposits of Perú.
Bosworth 1922, 136—139, t. 24.
1852 Crosnier, L. Géologie du Pérou. Notice géologique sur les départements de Huancavelica et d'Ayacucho.
Ann. d. Mines, ser. V, **2**, 1—113, 1 t.

1871 Dall, W. H. Description of Two New Fossil Shells of the Upper Amazon.
Amer. Journal Conchology **7**, 89—92, Pl. 16.
1849 Dana, J. Geology of the United States exploring expedition under the command of Ch. Wilkes during 1838—1842. vol. **10**. Geology. New York. 1—756, 21 t. fol. (Perú p. 587—600, 721, t. 15, f. 2—7.)
1846 Darwin, Ch. Geological Observations on South America. London. 2nd ed. 1876.

1880 Delsol, D. E. Informe sobre las Minas de Salpo, Quiruvilca y Huamachuco en el departamento de La Libertad.
An. Esc. Constr. Civ. Min., **1**, 1—87, 4 pl.
1905 Denegri, M. A. Estudios de Minería Prática. Lima 1—108, 8 fig.
1905a — Estadística Minera del Perú en 1904.
B. C. I. M. P. **24**, 1—54.
1906 — Estadística Minera del Perú en 1905.
B. C. I. M. P. **41**, 1—4.
1876 Derby, O. A. Notes on the Palaeozoic Fossils.
Exploration of Lake Titicaca, by Al. Agassiz, No. 12, II. — Bull. Mus. Comp. Zool. **3**, 279—283.
1906 Dereims. Excursiones Científicas, 1901—1904.
Annexo de la Memoria de Gobierno y Fomento. La Paz.
1912 Deustua, R. A. Estado actual y Porvenir de la Industria Petrolífera en el Perú.
Lima. Carlos Fabri. 1—93, 27 fig., 2 corte, 3 map.
1921 — El Petróleo en el Perú. 1—176, 13 lám. 1 map.
1925 — Los Yacimientos de Petróleo reconocidos en el Perú.
Bol. Soc. geol. Perú, **1**, 67—95, t. 9—24.
1916 Diener, C. Die marinen Reiche der Triasperiode.
Denksch. Ak. Wien, **92**, 508.
1926 Dittmann, A. Carahuacra, eine bemerkenswerte Blei-Zinkerz-Lagerstätte Perus. Metall u. Erz **23**, 575—582, 10 fig.
1842 D'Orbigny, A. Voyage dans l'Amérique méridionale. **3**. Géologie 1—289, 10 pl. **4**, Paléontologie. 1—188, 22 pl.
Edición española traducida y anotada por V. E. Marchant. La Paz 1907.
1912 Dorca, E. Mineral de Aguas Calientes.
Bol. Min. Ind. Constr. 2d.. **4**. 66—78.
1909 Dorca, I. R. Estudios sobre los Yacimientos Carboníferos de Paracas.
Bol. Soc. Ing., **11**, 104—130.
1914—21 Douglas, J. A. Geological Sections through the Andes of Perú and Bolivia.
1914 I From the Coast of Arica in the North of Chile to La Paz and the Bolivian „Yungas". Qu. J. Geol. Soc. **70**, 1—53, t. 1—10.
1920 II From the Port of Mollendo to the Inambari River ibid. **76**. 1—58, t. 1—6.
1921 III From the Port of Callao to the River Perené.
ibid. **77**, 246—284, t. 15—20.
1898 Douvillé, H. Sur quelques fossiles du Pérou.
B. S. G. Fr., 3e. ser. **26**, 386.
1907 — Perforations d'Annelides.
B. S. G. Fr. 4e. ser. **7**, 361—370.
1920 — L'Eocène au Pérou.
Cpts. Rend. Ac. Sc. **171**. 1345—1347.
C. R. somm. Séances Soc. Géol. France, 24, I, 21, 15.
1921 — Nouveaux fossiles de l'Eocène du Pérou.
C. R. somm. Séances Soc. Géol. France 193—195.
1921a — Les Orthophragmines au Pérou.
C. R. somm. Séances Soc. Géol. France, 211.
1921b — Mélanges paléontologiques: Genre *Eolasum*, *Glauconiidae*, *Pleuroceratidae*, *Pirenidae*, Genre *Itruvia*.
Journ. Conchyl. Paris **66**, 1—18, 2 pl., 4 Fig.
1906 Douvillé, R. Sur des Ammonites du Crétacé Sud-Américain.
Ann. Soc. Zool. Mal. de Belgique, **41**, 142—155, t. 1—4.
1909 — Sur des Ammonites provenants des environs de Lima et sur une nouvelle coupure de la famille des Hoplitidés: *Favrella* n. gen.
C. R. somm. Séances Soc. Géol. France 20/XII, 164—166.

1904 Dueñas, E. I. Recursos Minerales de los Distritos de Chacas y San Luis.
B. C. I. M. P. **15**, 142 p., 3 tab., 20 fig.
1906 — Recursos Minerales de las Provincias de Jauja y Huancayo.
B. C. I. M. P. **35**, 1—120, 10 t.
1907 — Aspecto Minero del Departamento del Cusco.
B. C. I. M. P. **53**, 1—94, 3 t.
1908 — Fisionomía minera de las Provincias de Tayacaja, Angaraes y Huancavelica.
B. C. I. M. P. **62**, 1—197, 6 t., 1 m.
1909 — Importancia cuprífera del asiento minero de Hualgayoc.
Bol. Soc. Ing. **11**, 155—164.
1913 — La Minería en Hualgayoc.
Bol. Soc. Ing. **15**, 1—7.
1915 — El Carbón y el Fierro de Jatunhuasi.
Bol. Min. Ind. Cons. 2d. Ser., **7**, 140—148.
1918 — El Yacimiento de Fierro de Huacravilca.
B. C. I. M. P. **87**, 1—80, 1 t.
1919 — Reconocimiento geológico-minero de la Cuenca carbonera setentrional Lima-Junín (hoyas de Oyón, Checras y Pasco).
B. C. I. M. P. **97**, 1—293, 16 lám. 1 croquis general 1 : 250000.
1921 — Reconocimiento geológico-minero de la Cuenca Carbonera Meridional Lima-Junín (hoyas de Jatunhuasi y Yanacancha).
B. C. I. M. P. **104**, 1—245, 1 pl., 4 lám.
1925 — Rasgos fisiográficos fundamentales del territorio peruano.
Bol. Soc. geol. Perú, **1**, 31—60.
1909 Dunstan, G. La Minería en Cajatambo y Bolognesi.
Bol. Direc. Fom. Año **7**, 49—74. Lima.
1911 — Notas sobre la región carbonífera de Oyón.
Bol. Soc. Ing., **13**, 395—401.
1912 Eaton, G. F. Report on the remains of man and of lower animals from the vicinity of Cuzco, Perú.
Amer. Journ. Sc. **33**, 325—333, 2 fig.
1913 — Vertebrate Remains of the Cuzco Gravels.
Amer. Journ. Sc., **36**, 3—14.
1914 — Vertebrate fossils from Ayusbamba, Peru.
Amer. Journ. Sc. **37**, 141—154, t. 5—7. 7 fig.
1916 — The Collection of Osteological Material from Machu Picchu.
Connecticut Acad. Arts & Science, **5**, 1—96, 39 pl., 2 tabl., 50 fig.
1890 Edmunds, F. The Peruvian Gold Regions.
Eng. Min. Journ., **50**, 71.
1904 Elmore, T. Regimen de las aguas filtrantes del Rimac.
B. C. I. M. P. **13**, 128 p., 2 tav., 2 fig.
1907 Enock, R. The Andes and the Amazon. London.
1908 Escutti, Orrego, O. Fósiles del Morro de Arica.
El Ferrocarril. Santiago.
1905 Evans, J. W. Hydrography of the Andes.
Journ. Royal Geogr. Soc. 66—74, 2 fig.
1918 Figueredo, R. H. Conchucos. Yacimientos de Tungsteno.
Bol. Min. Ind. Constr., **10**, 6—8.
1908 Firebrace, W. E. G. San Antonio de Poto Hydraulic Mine, Peru.
Min. a. Sci. Press, **17**, 780—782.
1911 Fleck, A. Der Kupfererzbau im lateinischen Amerika.
Glückauf **47**, Nr. 12—14, 466—474, 507—512, 550—554.
1911 — Copper Mining in Latin America.
Min. Jour. **93**, p. 430—431—436—437—466—467—496—497.

1861 Forbes, D. Report on the Geology of South America, Part I. Bolivia and Southern Perú: with notes on the fossils by Huxley, J. W. Salter and T. R. Jones. Qu. J. Geol. Soc. **17**, 1—84, 6 pl.
Traduc. castell.: Soc. Geogr. La Paz, 1900.

1899—1901 Fort, M. Cerro de Pasco.
Bol. Soc. Nac. Min. 1899, p. 409—417; 1900, p. 1—7, 37—45—73—81, 129—136—161—168, 207—212—253—260, 283—289, 339—347—375—382—411—419—453—462; 1901, 497—507, 539—552, Lima. An. Esc. Constr. Civ. Min. Ins. **1** ad. Ser., p. 1—164, Lima. 1901, Abst. Trans. Inst. Min. Eng. **25**, p. 777—778, London 1904.

1856 Foetterle, F. Die Geologie von Südamerika (Literatura).
Peterm. Mitt. 187—192. Taf. 11.

1854 Foetterle, F. und Haidinger, W. Die geologische Übersichtskarte des mittleren Teils von Süd-Amerika. Wien 1 : 15000000. VIII u. 22 S.

1923 Fritzsche, C. H. Neue Kreidefaunen aus Südamerika (Chile, Bolivia, Perú, Columbia). Beitr. z. Geol. u. Pal. v. Südamerika. **27**.
N. J. f. Min. etc. BB. **50**. 1—56, 313—334. t. 1—4, 9 fig.

1895 Fuchs, F. C. Mineral de Vinchos y oficina de Humanrauca.
Bol. Min. Ind. Constr., **11**, 51—54—59—62—75—76.

1898/9 — Estudio sobre la región aurífera de Santo Domingo en la Provincia de Carabaya.
Bol. Min. Ind. Constr. **14**, 6—8, 11—14, 21—22, 85—86. 1898. **15**, 6—7, 12—15, 20—21, 25—26, 35—38, 42—45, 57—58. 1899.

1900 — Nota sobre el terreno carbonífero de la península de Paracas.
Bol. Minas. **16**, 50.

1906 — y Fort, M. Nota sobre el Terreno carbonífero de la Península de Paracas. Memoria sobre el estado actual de la Compañia Minera de Paracas. Lima 1—21, 3 T.

1905 Fuchs, F. G. La Región Cuprífera de los Alrededores de Ica y Nazca.
B. C. I. M. P. **29**, 100 p., 2 lám.

1920 — La Región Mineral del Cerro de Pasco.
An. Congr. Nac. Ind. Min., **7**, 67—92, 4 tab.

1860 Gabb, W. M. Description of some new species of cretaceous fossils from South America. Journ. Acad. Nat. Sc. Philadelphia. 197.

1868 — Description of fossils from the Clay Deposits of the Upper Amazon.
Americ. Journ. Conchology. **4**, 197, t. 16.

1868a — Geology of Peru.
Proc. Cal. Ac. Sc. 539. (Carta al Sr. Raimondi.)

1869 — Description of new species of South American Tertiary.
Americ. Journ. of Conchology, **5**, 263.

1877 — Description of a collection of fossils, made by Dr. Antonio Raimondi in Perú. Journ. Acad. Nat. Sc. Philadelphia, 2. ser., **8**, 262—336, t. 35—43.

1904 Garbin, L. Apuntes sobre los Minerales de Huallanca, Chonta y Queropalca.
Bol. Soc. Ing. **6**, 1—17.

1927 Gardner, J. A recent collection of late Pliocene Invertebrates from the headwaters of the Amazon.
Journ. Washington Acad. Sci. **17**, 505—509.

1900 Garland, A. La industria aurífera en el Perú.
Bol. Soc. Nac. Min., 247—253.

1902 — La Industria del Petróleo en el Perú en 1901.
B. C. I. M. P. **2**, 14, 4 tab.

1900 Gascuel, M. L. Le Gisement de Cerro de Pasco, Pérou.
Ann. d, Mines, **17**, 666—681.

1908 Gastelumendi, A. C. Informe anual de la Comisión del Cerro de Pasco.
B. C. I. M. P. **61**, 1—67, 5 lám.
1921 — Huancavelica como región productora de Mercurio.
An. Congr. Nac. Ind. Min. **2**, 37—69, 1 tab.
1909 — y Diaz, L. F. Informe anual de la Comisión del Cerro de Pasco y la Región Minera de Atacocha.
B. C. I. M. P. **74**, 60 p.
1897 Gerhardt, K. Beitrag zur Kenntnis der Kreideformation in Venezuela und Perú. Beitr. z. Geol. u. Pal. v. Südamerika **5**,
N. J. f. Min. etc. BB. **11**, 65—117, 2 t., 6 fig.
1915 Gerth, H. Geologische und morphologische Beobachtungen in den Kordilleren Südperús.
Geol. Rundschau **6**, 129—153, T. 2—7, 1 Textf.
1926 — Die Fauna des Neokom in der argentinischen Kordillere.
Geol. Rundschau. Sonderband, **17** A, 463—494, T. 18, 19.
1928 — Neue Faunen der Oberen Kreide mit Hippuriten aus Nordperu.
Leidsche Geologische Mededeelingen **2**, 231—241, 3 fig.
1855 Gervais, P. Recherches sur les mammifères fossiles de l'Amérique méridionale.
Paris.
1880 — et Ameghino, F. Recherches sur les mammifères fossiles de l'Amérique du Sud (Los mamíferos de la América Meridional). Paris et Buenos Aires. XL u. 225.
1902 Gianella, E. Minas de cobre en los alrededores de Ica.
Bol. Soc. Ing., **6**, 31—38.
1906 — Yacimientos de azufre y halotrichita.
Bol. Soc. Ing., **8**, 133—138.
1906 Gonzáles, M. The Mining Industry in Perú.
Min. Mag., **13**, 549—559. New York.
1927 Gothan, W. Bemerkungen zur Alt-Carbonflora von Perú, besonders von Paracas.
N. J. f. Min. etc., B.B. **59**, Abt. B., 292—299, t. 13—15.
1906 Gottschalk, A. L. The Mineral Resources of Perú.
Min. and Miner. **27**, 132—134.
1913 Gregory, H. E. The Gravels at Cuzco, Peru.
Amer. Journ. Sc. 4. ser. **36**, 15—29. 10 fig.
1913a — Geological Sketch of Titicaca Island and adjoining areas.
Amer. Journ. Sc. 4. ser. **36**, 187—213, t. 1, 9 fig.
1914 — Geological Reconnaissance of the Ayusbamba (Perú) fossil beds.
Amer. Journ. Sc. 4. ser. **37**, 125—140. 8 fig.
1914a — The Rodadero (Cuzco, Perú) — A Fault Plane of Unusual Aspect.
Amer. Journ. Sc., 4. ser., **37**, 289—298, 8 fig.
1916 — A Geologic Reconnaissance of the Guzco Valley, Perú.
Amer. Journ. Sc., 4. ser., **41**, 1—100. 1 geolog. and 1 geogr. map, 44 fig.
1898 Griffith, W. M. A Rich Peruvian Mining Region.
Min. and Miner. **18**, 256—257. — Eng. Min. Journ. **66**, 514.
1898 — Anthracite Coal in Peru.
Min. and Miner. **19**, 121—122.
1891 Grossouvre, A. de. Recherches sur la craie supérieure. Paris.
Mém. Carte géol. France. **1**, II, 907/8, 909, 913, 927.
1899 Grzybowski, J. Die Tertiärablagerungen des nördlichen Perú und ihre Molluskenfauna. Beitr. z. Geol. u. Pal. v. Südamerika **8**.
N. J. f. Min. etc. BB. **12**, 610—664, t. 15—20.
1903 Guillet, E. A. Los pozos artesianos del Callao.
B. C. I. M. P. **4**, 41 p., 8 t., 4 lám.

1892 Haber, E. Bergbau und Hüttenindustrie im mittleren Peru im Jahre 1890 Preuß. Zeitschr. f. Hütten- und Salinenwesen, **40**, 187—223.
1904 Habich, E. A. V. de. Los yacimientos de Niquel de Rapi y los de Tungsteno de Lircay. B. C. I. M. P. **11**, 39 p., 3 tab., 23 fig.
1904a — Yacimientos carboníferos del distrito de Checras. B. C. I. M. P. **18**, 32 p., 3 tab.
1898/99 Haenke, T. Descripción y análisis de las aguas de Yura. Bol. Soc. Geogr. **8**, 181; **9**, 123.
1924 (1925/6) Hanna, G. D. & Israelsky, M. C. Contribution to the Tertiary Paleontology of Peru. Proc. Cal. Ac. Sc., 4th ser., **14**, 37—75, pl. 7,8.
1870 Hartt, Ch. Fr. Scientific Results of a Journey in Brazil: Geology and Physical Geography. Boston. 493. Tp.
1872 — On the tertiary basin of Marañón. Amer. Journ. Sc. and Arts **4**,
1912 Hasemann, J. Some factors of geographical distributions in South America. Ann. New York Ac. Sc. **22.**
1886 Hatsch, Über die Gesteine der Vulkangruppen von Arequipa. Tschermaks Min. Mitt. **7**, 308.
1906 Hauthal, R. Quartäre Vergletscherung der Anden in Bolivien und Peru. Zeitsch. f. Gletscherkunde **1**, 203.
1911 — Reisen in Bolivien und Peru, ausgeführt 1908. Leipzig. Dunker u. Humblot 247 S., 60 Taf., 14 Textf.
1922 Hawkins, H. D. An Echinoid from the Eocene Deposits of Peru. Bosworth 1922, 118—123. Fig. 25.
1868 Hawley, C. E. Notes of the Quicksilver Mine of Santa Barbara in Peru. Amer. Journ. Sc. **45**, 5—9.
1908 Herrera, C. Informe sobre la labor de la Comisión de Huarochirí en 1907. B. C. I. M. P. **66**, 1—27, 3 lam.
1909 — Estado actual de la Minería en Huarochirí. B. C. I. M. P. **72**, 48 p. 8 lam. 1 carta.
1888 Hettner, A. (Una visita de los alrededores de Arequipa). Verh. Ges. Erdk., **15**, 402—407.
1890 — Über seine Reisen in den Anden von Perú und Bolivien. Verh. Ges. Erdk., **17**, 1—14.
1909 Hewett, D. F. Vanadium deposits in Perú. Trans. Am. Inst. Min. Eng. **40**, 274—298, 861—863.
1898 Hilficker, A. Informe sobre la zona mineral de Ananea-Poto. Bol. Soc. Geogr. **8**, 171—179, 1 pl.
1907 Hillebrand, W. F. The Vanadium Sulphide Patronite and its mineral associates from Minasraga, Peru. Journ. Amer. Chem. Soc. **29**, 1019—29.
1868/9 Hochstetter, F. v. Über das Erdbeben in Peru am 13. August 1868 und die Erdbebenfluth im Pazifischen Ozean. Sitz. Wiener. Ak. Wiss. **58**, 837—860, **59**, 109—152.
1888 Hodges A. D. Notes on the Topography and Geology of Cerro de Pasco, Peru. Trans. Am. Inst. Min. Eng., **16**, 729—753.
1883 Hohagen. Die Mineralwässer Perus. Berg- u. Hüttenmännische Zeitung **27**, Nr. 26.
1881 Howorth, H. J. The recent and rapid elevation of the American Cordillera. Geol. Mag. 3. ser., **8**, 441—450.
1808 Humboldt, A. v. Ansichten der Natur. Stuttgart. 2. Bände.
1814 — Voyage aux régions équinoxiales du Nouveau Continent, fait en 1799—1804. **I.** Relation historique. Paris.
1896 Hunt, B. Informe sobre el distrito mineral de Cailloma. Bol. Soc. Geogr. **6**, 414—417.

1906 Hurd, H. C. Estudios para aumentar las aguas del río Chili (Arequipa).
B. C. I. M. P. **34**, 1—42, pl. 1—6.
1906a — Informe sobre el aprovechamiento de aguas en el Valle de Moquegua y proyectos para el aumento de las mismas.
B. C. I. M. P. **39**, 1—20, 5 lám.
1907 — Aumento de las aguas del Valle de Llambayeque.
B. C. I. M. P. **47**, 1—63, 4 lám., 11 pl.
1875 Hyatt, A. The cretaceous and jurassic Ammonoidea collected in South America by Professor J. Orton.
Proc. Boston Soc. Nat. Hist. **17**, 365—372.
1903 — Monograph of the *Pseudoceratites* of the Cretaceous.
Monogr. U. S. Geol. Survey, **44**, 24—34, 51—54, 151—152, t. 1—3, 17, 18.
1928 Iddings, A. and Olsson, A. A. Geology of Northwest Perú.
Bull. Am. Ass. Petroleum Geologists, **12**, 1—39, 3 fig.
1907 Ihering, H. v. Archhelenis und Archinotis. Gesammelte Beiträge zur Geschichte der neotropischen Region. Leipzig. W. Engelmann. 1—350. 1 Karte.
1913 Jaworski, E. Beitrag zur Stammesgeschichte der Austern.
Zeitsch. f. indukt. Abstamm.- u. Vererbungslehre **9**, 192—215, t. 6. 7.
1913a — Beiträge zur Kenntnis der Lias-Volen in Süd-Amerika und Stammesgeschichte der Gattung *Vola*.
Pal. Zeitschrift **1**, 273—320, 11 fig.
1913b, — Beiträge zur Kenntnis des Jura in Süd-Amerika.
Beitr. z. Geol. u. Pal. v. Südamerika **21**, **23**.
I. Allgemeiner Teil. N. J. f. Min. etc. BB. **37**, 285—342. 1 Tab.
1915 — II. Spezieller, paläontologischer Teil. ibid. **40**, 364—456, t. 5—8, 1 fig.
Traducción española: Dirección Gen. Minas etc., Buenos Aires. Nr. 4. 1925, 1—160, 4 lám.
1920 — Die marine Trias in Südamerika.
Centralbl. f. Min. etc., 381—383.
1922 — Die marine Trias in Südamerika.
Beitr. z. Geol. u. Pal. v. Südamerika, **26**.
N. J. f. Min. etc. BB. **47**, 93—200, t. 4—6.
1923 — Die Trias-, Lias- und Dogger-Fauna der andinen Geosynklinale und ihre verwandtschaftlichen Beziehungen.
Geol. Rundschau **14**, 83—89.
1906 Jiménez, C. P. Los Yacimientos del Petróleo en el Departamento de Piura.
Bol. Min. Fom. Año **4**, 83—123, Lima,
1908—1922 — Estadística Minera del Perú en 1907—21.
B. C. I. M. P. **67**, **76—78**, **80—83**, **86**, **95**, **98**, **100**, **103**, **106**.
1912 — La Industria del Petróleo en el Perú.
An. Soc. Cien. Arg. **73**, 120—154. Buenos Aires.
1918 — Los yacimientos carboníferos del distrito de Llapo. Cuenca carbonífera de Ancos. B. C. I. M. P. **89**, 24 S., 2 l., 1 mapa, 1 fig.
1907. Jochamowitz, A. Informe relativo a las pertenencias ubicadas sobre el Yacimiento de Borax de la Laguna de Salinas.
B. C. I. M. P. **49**, 1—24, 1 lam., 2 planos.
1908 — Recursos Minerales del Departamento de Apurímac.
B. C. I. M. P. **58**, 1—99, 5 lam. 13 fig.
1908a — Estado actual de la Industría Minera en Morococha.
Informe de la Comisión de Yauli.
B. C. I. M. P. **65**, 67 S. 12 Taf. 2 fig.
1880 Jujovic, J. M. Notes sur les roches éruptives et métamorphiques des Andes.
Belgrade.
1884 — Les roches des Cordillères.
Paris, A. Lahure. Ref.: N. J. f. Min. etc. 85 I, 38.

1910 KEMP, J. F. Iron ore reserves of Columbia, Venezuela, Bolivia, Peru and Chile. The Iron Ore Resources of the World **2**, 801—806.

1884 KERL und WIMMER. Berg- und Hüttenm. Zeitung 341.

1907 KLINGE, G. Estadística Minera del Perú en 1906. B. C. I. M. P. **54**, 1—39.

1907a — El Azufre de Sechura. Bol. Min. Ind. Constr., **1**, 67—76.

1908 KNOD, R. Devonische Faunen Boliviens. Beitr. z. Geol. u. Pal. v. Südamerika **14**. N. J. f. Min. etc. BB. **25**, 493—600, t. 21—31, 1 fig.

1890 KOHLMORGEN, M. Berg- und Hüttenmännische Mitteilungen über die Provinz Tarma in Perú. Zeitsch. Berg-, Hütten- u. Salinenw., **38**, 302—317.

1891 — Asphalt-Vorkommnisse in der Cordillere Perús und deren Entstehung. Berg- u. Hüttenmänn. Zeitung **50**, 253—255.

1914 KOZLOWSKI, R. Les Brachiopodes du Carbonifère supérieur de Bolivie. Avec une Notice géologique par A. DEREIMS. Ann. Paléontologie **9**, 1—99, 11 t., 24 fig.

1923 — Faune Dévonienne de Bolivie. Ann. Paléontologie, **12**, 1—112, 10 t. 7 fig.

1926 KRANTZ, F. Die Ammoniten des Mittel- und Obertithons (in der argentinischen Kordillere). Geol. Rundschau. Sonderband **17**A. 428—461, T. 14—17, 10 Textf.

1928 — La fauna del Titono Superior y Medio de la Cordillera Argentina en la parte meridional de la Provincia de Mendoza. Actas Acad. Nacional d. l. Republ. Argentina. **10**. 57 S. 3 Taf. 12 fig.

1892 LANE, E. The Coal and Mineral Resources of Perú. Trans. Am. Inst. Min. Eng., **3**, 750—772.

1905 LAROZA, E. Gold and Copper Mining in Peru. Min. Mag., **11**, 49—58.

1917 LINDGREN, W. Gold and Silver in South America. Trans. Am. Inst. Min. Eng., **55**, 883—909. Proc. 2d. Pan-Am. Sc. Congr., 8, 560—576.

1921 — Melanovanadite, a New Mineral from Minas Ragra, Pasco, Perú. Proc. Nat. Acad. Washington **7**, 249—251. Amer. Journ. Sc. 5th ser. **3**, 195—203.

1925 LINCK, G. Ein neuer kristallführender Tektit von Paucartambo in Perú. Chemie der Erde **2**, 157—174, 1 Taf., 1 Textf. — Ref. N. J. f. Min. 1926. I, p. 153.

1898 LISSÓN, C. I. Los Fosfatos de Ocucaje. Más sobre los Fosfatos de Ocucaje. Bol. Minas **14**.

1899 — Minerales y Rocas de Santo Domingo (Carabaya). Bol. Minas **8**.

1900 — Rápido itinerario geológico de la costa comprendida entre Mollendo y Pescadores de Ocoña. Bol. Minas **16**.

1900a — Conferencia sobre Microlitología. — Estudios Geológicos Nacionales. Lima. 31 p. 17 lam.

1904 — Los *Tigillites* del Salto del Fraile y algunas *Sonneratia* del Morro Solar. B. C. I. M. P. **17**, 64 S., 38 fig.

1905 — Contribución a la Geología de la Isla de San Lorenzo en la Bahía del Callao. Bol. Minas. Copia separada: 1—19, 1 t., 3 fig.

1907 Lissón, C. I. Contribución a la Geología de Lima y sus Alrededores.
Lima, Gil. 125 p., 27 t., 2 map.
1908 — Contribución al conocimiento sobre algunos Ammonites del Perú.
Lima 66. p., 23 t., 20 Textf.
4º Congreso Cient. Latino-Americano, 1º Pan-Americano, celebr. en Santiago de Chile.
1909 — Edad del Morro de Arica. — Bol. Minas. ser. II, **2**, 32—33.
1911 — Contribución á la Paleontología Peruana. Determinación de algunos Fósiles del Museo de la Escuela de Ingenieros.
Bol. Minas, ser. II, **3**, 9 p., 2 tav.
1911a — Terrenos reconocidos hasta hoy en el Perú y Sinopsis de sus Fauna y Flora fósiles.
Bol. Minas 141—192.
1912 — El *Megatherium* de Yantac, Yauli.
Bol. Soc. Geogr.
1913-14 — Edad de los fósiles peruanos y distribución de sus depósitos en la República.
I. Ubicación de afloramientos sincrónicos y sinopsis de su fauna y flora fósiles, 1913.
II. Fauna y flora pertenecientes a cada uno de los pisos geológicos 1 mapa paleontológico.
1918 — Ensayo teórico sobre el levantamiento de los Andes peruanos.
1921 — Contribución al estudio de algunos foraminíferos terciarios provenientes de la región del Norte del Perú.
Arch. Ass. Per. Progr. C. 52—55, t. 4.
Bol. Minas, ser. 2, **13**, 1922, 101—104, 2 Tav.
1921a — Esquema geológico de los alrededores de Lima.
Lima en el 1er Cent. de la Independencia del Perú.
1922 — Memoria sobre el Mapa Cronológico del Levantamiento de los Andes Peruanos.
Bol. Minas, Marzo 31.
1924 — y Boit, Bernardo. Edad de los Fósiles Peruanos y Distribución de sus Depósitos.
III a Ed. Lima Imprenta Americana. 1—226, 1 map.
1924a — Memoria sobre el Mapa Cronológico del Levantamiento de los Andes Peruanos.
Imprenta Americana. Lima. 36 S., 2 K.
1925 — Algunos fósiles del Perú.
Bol. Soc. geol. Perú, **1**, 1—30, 3 lám., 2 fig.
1925a — Como se generó el suelo peruano. Contribución a la Paleogeografía del Perú y a las causas del relieve actual.
Bol. Soc. geol. Perú, **1**, 97—126, t. 25—32.
1926/27 — Curso de Geología.
1. Fasc. 1—176, 155 Fig., 2. Fasc. 1—167, Fig. 156—363. Lima.
1926a — Appéndice a la obra «Edad de los Fósiles Peruanos y Distribución de sus depósitos en toda la República».
Bol. Soc. Geol. Perú, **2**, 41—46.
1926 Llosa, M. B. Fisiografía y Geología de la Provincia de Pasco.
Bol. Soc. Geol. Perú, **2**, 27—38, 1 map.
1921 Loomis, F. P. Origin of South-American faunas. Presidential address.
Bull. geol. Soc. America, **32**, 187—196.
1904 Loredo, J. A. Estadística Minera del Perú en 1903.
B. C. I. M. P. **14**, 1—45.
1904 Loveday, S. La Minería en Castrovirreyna.
Bol. Soc. Ing. **6**, 183—205.
1905 — La Minería en el Departamento de Huancavelica.
Ibid. **7**, 41—44—49—64.

1904 Lucio, F. de. El mineral de la Cotabambas Auraria (Ccochasayhuas).
Bol. Soc. Ing. **6**, 91—102, 109—116.
1905 — Recursos Minerales e Importancia Nacional de la Provincia de Patáz.
B. C. I. M. P. **21**, 60 p., 8 lám.
1905a — Informe sobre el Asiento Carbonífero de Ancos de la provincia de Pallasca.
B. C. I. M. P. **21**, 48—52.
1908 Lukis, E. du Bois. Informe preliminar sobre el Yacimiento carbonífero de Huayday, Prov. de Otusco, Dep. de La Libertad.
B. C. I. M. P. **64**, 1—62, 5 lam., 2 fig.
1909 — Yacimientos carboníferos de los departamentos de La Libertad, Cajamarac y Ancachs.
B. C. I. M. P. **69**, 1—64, 1 map. 24 lám.
1918 Lüthi, J. Beitrag zur Geologie und Paläontologie von Peru.
Abh. Schweiz. Pal. Ges. **43**, 87 S., 5 T., 29 fig.
1904 Málaga Santolalla, F. El Asiento Mineral de Hualgáyoc.
B. C. I. M. P. **6**, 111 p., 1 pl., 9 lám.
1904a. — La Provincia de Cajatambo y sus Asientos Minerales.
B. C. I. M. P. **10**, 78 p., 3 lám., 1 tab.
1905 — La Provincia de Cajabamba y sus Asientos Minerales.
B. C. I. M. P. **19**, 90 p., 3 lám., 5 pl.
1905a — La Provincia de Otusco y sus Asientos Minerales.
B. C. I. M. P. **22**, 70 p., 4 tab., 1 map.
1905b — Importancia Minera de la Provincia de Cajamarca.
B. C. I. M. P. **31**, 83 p., 6 lám. 2 pl.
1905c — Los Yacimientos Minerales y Carboníferos de la Provincia de Celendín.
B. C. I. M. P. **32**, 50 p., 2 lám.
1906 — La Provincia de Contumazá y sus Asientos Minerales.
B. C. I. M. P. **38**, 1—57, 3 pl.
1906a — Monografía del Departamento de Cajamarca. Lima.
1906b — Riquezas Mineras de Santiago de Chuco.
B. C. I. M. P., **46**, 120 p., 6 lám.
1907 — Monograíía Minera de la Provincia de Huamachuco.
B. C. I. M. P. **51**, 66 p. 2 lám. 1 mapa.
1909 — Estado actual de la Minería en Quiruvilca.
B. C. I. M. P. **75**, 48 p. 3 pl.
1921 — El Carbón en el Perú.
An. Congr. Nac. Ind. Min. **4**, 48—332,
1918 Maldonado, E. Contribución al estudio de la geología de Sicuaní.
Rev. Universitaria. Año XIII, **2**, 480—494. 9 lám.
1860, 1875 Marcou, J. Carte géologique de la terre. 8 feuilles. Avec Explication. Zürich, 1. u. 2. ed.
1884 Marcou, J. and Marcou, J. B. Mapoteca Geologica Americana. A Catalogue of Geological Maps of America (North and South) 1752—1881.
Bull. U. S. Geol. Survey **7**, 1—184.
1928 Marshall, W. B. New Fossil Pearly Fresh-Water Mussels from Deposits on the Upper Amazon of Peru.
Proc. U. S. Nat. Museum **74**, art. 3, 1—7, pl. 1.
1921 Marsters, V. F. Outline of the Geology and Development of the Petroleum fields of Perú, South America, with notes on other occurrences in the Peruvian Republic.
Bull. Am. Ass. Petroleum Geologists. **5**, 585—604, 1 map, 2 fig.
1907 — — Informe preliminar sobre la zona petrolífera del Norte del Perú.
B. C. I. M. P. **50**, 1—150, 26 lám, 1 map.
1908 — Dos informes sobre los valles de Ilo, Moquegua y Ica.
B. C. I. M. P. **59**, 1—43, 3 lâm.

1909 MARSTERS, V. F., Informe sobre la Costa Sur del Perú.
B. C. I. M. P. **70**, 112 S., 24 Taf., 1 K.
1909a — Condiciones hidrológicas de los Valles del Departamento de la Libertad.
B. C. I. M. P. **71**, 1—41, 8 lám.
1912 — The Physiography of the Peruvian Andes. With notes on early Mining in Peru.
Ann. New York Ac. Sc. **22**, 225—258, t. 23—33.
1911 MARTÍNEZ, R. G. Contribución al Estudio del Vanadio en el Perú. Lima,
Tesis de Doctorado. Revista Universitaria, Lima, **1**, 157—202
1905 — Estado actual de la Industria Minera de Morococha. Con 4 Anexos.
B. C. I. M. P. **25**, 124 p., 9 pl., 10 lam.
1922 MASÍAS, M. G. La asfaltita de Sincamachay, Región de Oroya.
Bol. Minas 2. ser. **13**, 129—132, 1 fig.
1925 MAURY, C. J. Fosseis terciarios do Brazil com descripção de nuovas formas cretaceas.
Brasil Serviço Geologico e Miner. Monogr. **4**, 1—711, pl. 1—24, 1 map.
1924 MC LAUGHLIN, D. H. Geology and Physiography of the Peruvian Cordillera, Departments of Junin and Lima.
Bull. Geol. Soc. America, **35**, 591—632, 8 fig., 1 pl.
1925 — Notas sobre la Geología y Fisiografía de los Andes peruanos en los departamentos de Lima y Junín (traducido por G. D. Zevallos).
Inf. Memor. Bol. Soc. Ing. **27**, 69—107, 5 Taf.
1830—32 MEYEN, J. F. Reise um die Erde auf der Prinzeß Louise. 2 Bde.
1914 MEYER, L. F. Carbonfaunen aus Bolivien und Peru.
Beitr. z. Geol. u. Pal. v. Südamerika **22**.
N. J. f. Min. etc., BB. **37**, 590—651, t. 13, 14, 6 fig.
1893—94 MIDDENDORF, E. W. Perú.
3 Bde. Berlin.
1916 MILLER, B. L. a. SINGEWALD, J. T., jr. Prominent Mines of Junin, Peru.
Eng. Min. Journ. **102**.
1919 — — The Mineral Deposits of South America. New York. 1—598, 61 fig.
1886 MOJSISOVICS, E. v. u. TELLER, F. Arktische Triasfaunen.
Mém. Ac. Imp. St. Pétersbourg, 7. ser., **23**, No. 6, p. 115, 151.
1921 MUENTE-VALDEZ, A. Importancia de la Región Minera de Huachocolpa y Castrovirreyna en el Departamento de Huancavelica.
An. Congr. Nac. Ind. Min. **2**, 75—91.
1888 NARDUCCI, M. Apuntes retrospectivos sobre los minerales de cobre de la Provincia de Ica.
Bol. Min. Ind. Constr., **4**, 12—14—18—22.
1870 NELSON, E. T. On the molluscan fauna of the late Tertiary of Peru.
Trans. Connecticut Ac. Sc. **2**, 186
1907 NEUMANN, R. Beitrag zur Kenntnis der Kreideformation in Mittel-Peru.
Beitr. z. Geol. u. Pal. v. Südamerika **13**.
N. J. f. Min. etc. B. B. **24**, 69—132, t. 1—5, 2 fig.
1906 NEVEU-LEMAIRE, M. Les Lacs des Hauts Plateaux de l'Amérique du Sud.
Mission Scient. de Créqui de Montfort etc. **1**. 1—197, 18 t., 41 fig.
1901 NEWTON, E. T. Note on Graptolithes from Peru.
Geol. Mag. ser. 4. **8**, 195—197, 2 fig.
1905 NORDENSKJÖLD, E. Exploration scientifique au Pérou et en Bolivie (1904—5).
La Géographie **12**, 289—296.
1908 — Ein neuer Fundort für Säugetierfossilien in Perú.
Arkiv för Zoologi. Svenska Vetenskapsakad. Stockholm **4**, Nr. 11, 1—22. 2 T., 7 fig.
1903 NORIEGA, A. Notas sobre la Minería en la región de Morococha.
Bol. Min. Ind. Constr., **19**, 58—64—66—72—75—78—84—85.

1908 Noriega, A. La región cuprífera de Cachicachi.
Inf. Memor. Bol. Soc. Ing. **10**.
1904 Ochoa, N. G. Recursos minerales de la Provincia de Huánuco.
B. C. I. M. P. **9**, 43 p., 2 pl., 4 lám.
1906 Ochsenius, C. Erdöl in Peru.
Z. f. pr. Geol. **14**, S. 276.
1922 Ogilvie, G. Geography of the Central Andes.
Am. Geogr. Soc. New-York. 240 p.
1887 Olaechea, T. Apuntes sobre el Departamento de Apurímac.
An. Esc. Constr. Civ. Min. **6**, 1—57.
1888 — Ligera relación del viaje a la provincia de Ica.
Bol. Min. Ind. Constr., **4**, 37—39—42—46.
1870, 1876 Orton, J. The Andes and the Amazon.
New York 1870, 356 p., 2 t. 1876, 645 p., many pl. u. fig.
1903 Paulcke, W. Über die Kreideformation in Südamerika und deren Beziehungen zu anderen Gebieten.
Beitr. z. Geol. u. Pal. v. Südamerika **10**.
N. J. f. Min. etc. BB. **17**, 252—312, t. 15—17, 5 fig.
Traducción castellana: La Formación Cretácea en Sud-América etc. por G. T. Calderon y J. J. Bravo.
Anales Inst. Tecnico Industr. Perú. 1904. 1—75, pl. 1—3.
1862 Paz Soldán, D. D. M. Geografía del Perú. Paris, **1**, 745 p.
1830 Pentlamd, W. On the height of the perpetual snows in the Cordilleras in Peru.
Edinburgh New Philosoph. Journal **8**. 311.
1835 — On the general outline and physical configuration of the Bolivian Andes; with observations on the line of perpetual snow upon the Andes between 15° and 20° latitude.
Journ. Royal Geogr. Soc. **5**, 70—89.
1891 Pereira, J. M. Cavernas del Cuzco y Huamalíes.
Bol. Soc. Geogr. **1**, 448.
1883 Pflücker y Rico, L. Apuntes sobre el Distrito Mineral de Yauli.
An. Esc. Constr. Civ. Min. **3**, 1—78. 1 pl.
1905 — Informe sobre los Yacimientos Auríferos de Sandia.
B. C. I. M. P. **26**, 40 p., 5 lam., 1 map.
1906 — Yacimientos de fierro de Aija y Calleycancha.
B. C. I. M. P. **36**, 1—33,
1912 Pflücker, G. E. Apuntes sobre la región aurífera del Alto Huallaga.
Inf. Memor. Bol. Soc. Ing. **14**, No. 12, 530—543. 1 Taf.
1904 Pfordte, O. F. The Glaciers of Poto.
8. Report Intern. Geogr. Congress. Washington, 299.
1903 Pinzás, E. J. La Minería en la Provincia Dos de Mayo.
Bol. Min. Fom., **1**, 32—44.
1856 Pissis, M. Recherches sur le système de soulevement de l'Amérique du Sud.
Ann. d. Mines, Ve sér., **9**.
1898/99 Polo, J. T. Sinopsis de Temblores y Volcanes del Perú.
Bol. Soc. Geogr. **8**, 321, 388, **9**, 15.
1906 Pompeckj, J. F. Barchane in Süd-Peru.
Centralbl. f. Min. etc. 373—378, 1 Textf.
1835 Poeppig, E. Reise in Chile, Peru und auf dem Amazonenstrom. 2 Bde. Leipzig.
1911 Posnansky, A. El Clima del Altiplano y la Extension del Lago Titicaca.
Bol. Of. Nac. Estadística Bolivia **64—66**.
1908 Preumont, G. Antimony Mining in Peru and Bolivia.
Min. Jour., **83**, 282.
1911 Puente, J. R. La Industria Minera en el Cerro de Pasco.
Bol. Min. Ind. Constr. 2. Ser., **3**, 53—58. Bol. Soc. Ing., **13**, 201—207.

1925 Quiroga, O., Yacimientos petrolíferos. Síntesis de la Minería Peruana. Lima **2**, 1, 1—145, 49 lám.
1862 Raimondi, A. Apuntes sobre la Provincia Litoral de Loreto. Lima. Tipografía Nacional.
1867 — (Carta al Señor W. Gabb). Proc. Cal. Ac. Sc. **3**, 359—360.
1873 — El departamento de Ancash y sus riquezas minerales. Lima. 1—651.
1878 — Minerales del Perú. Lima. Imprenta del Estado.
1882 — Aguas Minerales del Perú.
An. Esc. Constr. Civ. Min. **2**, 210 p.
1883 — Minas de Oro de Carabaya.
An. Esc. Constr. Civ. Min. **3**, 1—32.
1885—1887 — Minas de Oro en el Perú.
An. Esc. Constr. Civ. Min., **6**, 96 p. 1887. Bol. Min. Ind. Constr., **1**, 27—29—36—37—45—48—55—56—68—71—77—80, 1885; **2**, 3. 13—22—28. 1886.
Bol. Soc. Nac. Min. año **4**, 721—723—730—731—736—739—745—748—755—756—762—764, Santiago 1887.
1897 — Islas, Islotes y Rocas del Perú.
Bol. Soc. Geogr. **7**, 278—289.
1902 — El Perú. T. **4**. Estudios mineralógicos y geológicos Lima.
1913 — — T. **5**, 1—201.
1884 Rammelsberg, C. Der gegenwärtige Zustand des Berg- und Hüttenwesens auf dem Cerro de Pasco.
Zeitschr. für Berg-, Hütten- u. Salinenwesen i. preuß. Staate, 32. p. 111—126, Berlin.
1890 Remy, G. L. Estudio sobre el Cerro mineral de Pomasi.
Bol. Min. Ind. Constr. **6**, 5—7.
1887 Remy, P. F. Estado Actual de la Minería en el Distrito de Yauli.
An. Esc. Constr. Civ. Min., **6**, 1—60, 1 mapa.
1890 — Excursiones científicas. Viaje al Departamento de Ayacucho.
Bol. Minas, **6**, 13—15, 17—19, 52—55.
1904 — Distrito Mineral de San Miguel.
Bol. Soc. Ing. **6**, 270—282.
1830 Rivero, M. Sketch of the Rich Mine of Pasco.
Amer. Journ. Sc., 1. Ser., **17**, 43—63.
1832 — Mémoire sur les Mines d'Argent de Pasco, au Pérou. Ann. de Mines, 3. Ser., **2**, 169—198.
1898 Rizo Patrón. Carabaya y Sandia.
Bol. Soc. Nac. Min.
1908 Romaña, E. A. L. de. Una Inspección de los Yacimientos de Estaño de Bolivia y una Exploración por el mismo Metal en el Perú.
B. C. I. M. P. **57**, 1—99, 17 pl.
1921 Romero, C. L. Los Minerales del Departamento de Junín y las Hulleras de Goyllarisquisga.
An. Congr. Nac. Ind. Min., **4**, 333—411, 2 fig.
1900/01 Rosell, R. G. Informe sobre el reconocimiento de la región aurífera de Sandia y Carabaya.
Bol. Soc. Nac. Min. 1900, 419—429, 462—471; 1901, 507—512, 553—559, 595—600, 619—625, 662—668.
1924 Roxo, M. G. de Oliveira. Breve noticia sobre os fosseis terciarios do alto Amazonas. Brazil Serviço Geologico e Miner. Bol. **11**, 41—52, 1 pl.
1911 Salfeld, H. Fossile Pflanzen aus dem obersten Jura bzw. der unteren Kreide von Perú. In: Hauthal, R., Reisen in Bolivien und Perú 211—217, Taf. 3, 4.

1911a Salfeld, H. Fossilien aus der oberen Kreide von Perú.
In: Hauthal, Reisen in Bolivien und Peru, 218—220, Taf. 2, 4.
1908 Sample, C. C. The Cerro de Pasco Mining District, Peru.
Eng. Min. Journ. **85**, 155—158, 206—208.
1910 Sefve, J. v. *Hyperhippidium* eine neue südamerikanische Pferdegattung.
Kgl. Svensk. Vetensk. Handlingar **46**, No. 2.
1922 Seward, A. C. Carboniferous Plants from Peru.
Qu. J. Geol. Soc. **78**, 278—283, t. 13.
1911 Sievers, W. Die heutige und frühere Vergletscherung Südamerikas.
Verh. Ges. Deutsch. Naturf. u. Ärzte, Karlsruhe 1—24. 6 Taf.
1914 — Reise in Perú und Ecuador, ausgeführt 1909.
Leipzig, Dunker u. Humblot. 411 S., 25 Taf., 5 Kart., 55 Textf.
1914a — Süd- und Mittelamerika. Leipzig u. Wien. Bibliographisches Institut.
1918 Simmersbach, B. Das Bergbauwesen Perus.
Jahrb. Nassauische Ver. Naturk. Wiesbaden **71**, 67—190, Taf. 4.
1927 Singewald, J. T. Jr. Pongo de Manseriche.
Bull. geol. Soc. America, **38**, 479—492, 9 fig.
1928 — Geology of the Pichis and Pachitea Rivers, Peru.
Bull. geol. Soc. America **39**, 447—464, 10 fig, 1 map.
1916 — & Miller B. Le Roy. The Morococha and Casapalca Districts in Perú.
Eng. Min. Journ., **102**, 889—893.
1910 Sommermeier, L. Die Fauna des Aptien und Albien im nördlichen Peru. I. Cephalopoden.
Beitr. z. Geol. u. Pal. v. Südamerika **15**.
N. J. f. Min. etc. BB. **30**, 313—382, Taf. 7—15, 37 fig.
1913 — Die Fauna des Aptien und Albien im nördlichen Peru II.
Beitr. z. Geol. u. Pal. v. Südamerika **20**.
N. J. f. Min. etc. BB. **36**, 370—412, Taf. 14, 15.
1925 Spath, L. F. On the Collection of Fossils and Rocks from Somaliland, made by Mrs. Wyllie and Smellie. Pt. **7** Ammonites and Aptychi.
Monograph Geol. Department Hunterian Museum, Glasgow University, 111—164, t. 15, 16.
1922 Spieker, E. M. The Palaeontology of the Zorritos formation of the North peruvian oil fields.
John Hopkins University Studies in Geology **3**, 1—196, t. 1—10, 1 fig.
1885—1909 Suess, E. Das Antlitz der Erde. Wien u. Leipzig. **I**, 660, 665, 666, 668, 671, **677**, 683, 684, 689, 693, 752, 767, 772. **II**/1, 202, 326, 328, 654, 655, 661, 679. **II**/2. **531**, 538.
1922 Sullivan, H. B. Catalogue of Geological Maps of South America, Am. Geogr. Soc. of New York, 191 p, 1 map.
1910 Sundt, L. Observaciones al artículo del Sr. Steinmann (Los Yacimientos metalíferos en la Cordillera de la America del Sur etc. 1910).
Bol. Soc. Nac. Min. 3. ser., **12**, 438—450.
1912— El Lago Titicaca.
Bol. Of. Nac. Estadística. La Paz. No. 70—72, 222—226.
1927 Suter, H. Einige Bemerkungen über die stratigraphische Stellung der peruanischen Tablazoformation.
Centralbl. f. Min. etc. 269—277.
1928 — Petrographische Notizen über Nordwest-Peru.
Schweizer Miner. u. Petrogr. Mitteilungen 8, 282—317, 1 Karte, 2 Fig.
1905 Sutton, C. W. Estudio de un proyecto para irrigar el Valle de Ica.
B. C. I. M. P. **28**, 1—48, pl. 1—5.
1905a — Informe sobre el plano de la Provincia constitucional del Callao.
B. C. I. M. P. **33**, 10—22.

1888 Szajnocha, W. *Pholadomyocardia Jelskii* nov. gen., nov. sp. aus den jurassischen Schichten des nördlichen Peru.
Denkschr. Krakauer Akad., math.-naturw. Cl. **12**, S. 45, 5 p., 1 Taf.

1911 Schlagintweit, O. Die Fauna des Vracon und Cenoman in Peru.
Beitr. z. Geol. u. Pal. v. Südamerika **17**.
N. J. f. Min. etc. BB. **33**, 43—135, T. 5—7, 1 Fig.

1913 — Niederschlagsverhältnisse und Vergletscherung in der nordperuanischen Westkordillere.
Peterm. Mitt. und Sitzb. Phys.-Med. Ges. Würzburg. 1913. S. 1—20.

1919 — *Weichselia Mantelli* im nordöstlichen Venezuela.
Centralbl. f. Min. usw. 315—319.

1916 Schuchert, Ch. Fossil Determinations in Bowman, The Andes of Southern Peru 321—323.

1916 Stappenbeck, R. Die Minerallagerstätten Südamerikas und ihre wirtschaftliche Bedeutung für das Deutsche Reich.
Zeitschr. Deutsch. Wissensch. Ver. Buenos Aires.

1924 — Typen andiner Kupferlagerstätten.
Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 60—77.

1924a — Das Chicamatal in Nordperú.
Zeitsch. Ges. Erdk. Berlin 1—12.
Lateinamerika Nr. (C) 51/55, 807—814. 1925.

1925 — Zur Geographie und Geologie des Hochlandes von Parinacochas in Südperu. Zeitsch. Ges. Erdk. Berlin. 355—366, Fig. 19, 20.

1926 — Karte der Minerallagerstätten von Süd- und Mittelamerika. 1 : 3700000 mit 7 Nebenkarten. 6 Bl. Berlin. Dietr. Reimer.

1927 — Über Transgressionen und Regressionen des Meeres und Gebirgsbildung in Südamerika.
N. J. f. Min. usw., BB. **58**, 453—496.

1929 — Geologie des Chicamatales in Nordperu und seiner Anthrazitlagerstätten. Geolog. u. Paläont. Abhandlungen, N. F. **16**, H. 4, 51p., 4 Kart., 5 Taf., 6 fig.

1928 Stehlin, H. G. Ein Astrapotherienfund aus Venezuela.
Ecl. Geol. Helvetiae. **21**, 225—232, 5 Textf.

1923 Stehn, E. Beiträge zur Kenntnis des Bathonien und Callovien in Südamerika. Beitr. z. Geol. u. Pal. v. Südamerika **25.**
N. J. f. Min. usw., B. B. **49**, 52—158, T. 1—8, 19 Textf.

1881 Steinmann, G. Über Tithon und Kreide in den peruanischen Anden.
N. J. f. Min. II, 130—153, T. 6—8.

1882 — Über Jura und Kreide in den Anden.
N. J. f, Min. etc. I. 1—4.

1891 — A sketch of the Geology of South America.
Americ. Naturalist 855—860.
Trad. castell.: Un bosquejo de la geología de Sudamérica.
Rev. Mus. La Plata **3**, 13—18.

1892 — Geologische Karte von Südamerika in: Berghaus, Physik. Atlas I. Atlas der Geologie. Gotha. No. 14, S. 6—7.

1904 — Observaciones Geológicas de Lima a Chanchamayo.
B. C. I. M. P. **12**, 27 S., 1 Taf., 4 Textf.

1909 — Keine marine Trias in Südamerika.
Centralbl. f. Mineral. etc. 1—3.

1909a — Über marine Trias in Peru.
Centralbl. f. Mineral. etc. 616—618.

1909 — Probleme der Ammoniten-Phylogenie (Gattung *Heterotissotia*).
Sitzungsber. Niederrh. Ges. Natur- u. Heilkunde, Bonn, 1—16, 9 Textf.

1909 Steinmann, G. Eine geologische Forschungsreise in Peru.
Gaea **45**, 150—163.
1910 — Gebirgsbildung und Massengesteine in der Kordillere Südamerikas.
Geol. Rundschau, **1**, 13—35, 11 fig.
1910a — Über gebundene Erzgänge in der Kordillere Südamerikas.
Internat. Kongreß für Berg- u. Hüttenwesen, Düsseldorf, Abt. IV, Nr.20, 8 S., 5 Textf.
Trad. castellana: Los Yacimientos metalíferos en la Cordillera de la América del Sur en sus relaciones con ciertas rocas eruptivas. Bol. Soc. Nac. Min. 3. ser., **2**, 426—438. — Inf. Memor. Bol. Soc. Ing. **13**, Nr. 8, 323—348.
1911 — Steinkohlenformation in Südamerika.
Geol. Rundschau **2**, 50—51.
1922 — Die junge Hebung der Kordillere Südamerikas.
Geol. Rundschau **13**, 1—8, 1 Textf.
1923 — Umfang, Beziehungen und Besonderheiten der andinen Geosynklinale.
Geol. Rundschau **14**, 69—82.
Trad. castellana: Extensión, relaciones y particularidades del Geosinclinal Andino. Inf. Memor. Bol. Soc. Ing. **27**, 1923, 397—415.
1924 — Über den Chemismus in der Wüste.
Sitzungsber. Niederrh. Ges. Natur- u. Heilkunde, Bonn, 1—4.
1924a — und Lissón, C. Geologische Karte der Kordillere von Perú.
Nach den Beobachtungen von G. Steinmann, C. Lissón, R. Stappenbeck und anderen entworfen. Carl Winter, Heidelberg.
— — Mapa geológico de la Cordillera del Perú.
Según las observaciones de los Señores G. Steinmann, C. Lissón, R. Sappenbeck y otros bosquejado. Carl Winter, Heidelberg.
1922 Stiglich, G. El fenómeno marítimo del aguaje.
Arch. Ass. Per. Progr. C. **2**, 2.
1906 Stiles A. Estado actual de las lagunas de Huarochirí,
B. C. I. M. P., **42**, 127 p.
1906a — Informe sobre aguas del Departamento de Piura.
B. C. I. M. P. **43**, 1—26, pl. 1—3.
1911 Strauss, Lester W. The Casapalca Smelter Peru. Min. Mag., **5**, 59—66.
1912 — The Chuicho Coal Mine Peru. School. of Mines Quart., **34**, 24—25.
1902 Stübel, A. Über die Verbreitung der hauptsächlichsten Eruptionszentren und der sie kennzeichnenden Vulkanberge in Südamerika.
Petermanns Geogr. Mitteil. 1—9, Taf. 1.

1911 Tarnawiecki, M. The Huaura Wolfram Mines.
Min. Jour., London, **94**, 687—689.
1928 Thomas, H. D. An Upper Carboniferous Fauna from the Amotape Mountains, NW. Peru.
Geol. Mag. **64**, 146—152, 215—234, t. 5—8.
1913 Thompson, B. The Geology of Northern Peru: Tertiary and Quaternary Beds.
Geol. Mag. 233—234.
1917 Tilmann, N. Die Fauna des unteren und mittleren Lias in Nord- und Mittel-Peru. Beitr. z. Geol. u. Pal. v. Südamerika. Nr. **24**,
N. J. f. Min. etc. BB. **41**, 628—712, T. 21—26, 5 Fig.
1927 Tobler, A. Neue Funde von obereozänen Großforaminiferen in der nordperuanischen Küstenregion.
Ecl. Geol. Helvetiae, **20**, 415—422.
1887 Torrico y Mesa, J. Breves apuntes sobre el asiento mineral de Huallanca.
An. Esc. Constr. Civ. Min. **6**, 31.

1893 Torrico y Mesa, J. Excursiones científicas. Viaje a las provincias de Yauli y Huarochirí. Bol. Minas **9**.

1901 — Memoria acerca de las riquezas minerales de la Provincia de Cajatambo y esp. de los Cerros de Chanca.
An. Esc. Constr.. Civ. Min. 70 p.

1846 Tschudi, J. J. von. Perú. Reiseskizzen aus den Jahren 1838—1842. 2 Bde. St. Gallen.

1849 — Die Huanulager an der peruanischen Küste.
Denkschr. Ak. Wien. **2**, 1—20, t. 1—7.

1866/69 — Reisen in Südamerika. Leipzig. 5 Bde.

1869 — Bericht über die Erdbeben und Meeresbewegungen an der Westküste Südamerikas am 13. August 1869.
Sitz. Wiener Ak. Wiss.

1907 Turner, W. y Bravo, J. T. Informes sobre el Río Chillón.
B. C. I. M. P. **48**, 1—30, 3 t.

1892 Ulrich, A. Paläozoische Versteinerungen aus Bolivien.
Beitr. z. Geol. u. Pal. v. Süd-Amerika **1**.
N. J. f. Min. etc., BB. 8, 1—116, T. 1—5, 2 Textf.

1903 Umlauff, A. F. La Turba en el Perú.
Bol. Soc. Nac. Min., **5**, 31—38.

1904 — El Cinabrio de Huancavelica.
B. C. I. M. P., **7**, 62 p., 2 pl., 16 fig.

1882 Urbina, F. Estudio mineralógico y geológico de las cercanias de Huanta.
Tesis. Lima. Gaceta Científica 1883/84.

1891 — Geología de la Provincia de Huanta.
Bol. Soc. Geogr. **1**, 146.

1922 Vaughan, T. W. Corals from the Eocene Deposits of Peru.
Bosworth 1922, 124. 135, t. 21—23.

1899—1900 Velarde, C. A. Apuntes sobre el asiento Mineral de Yauli.
Bol. Soc. Nac. Min. 1899, 418—425; 1900, 8—16—53—58—87—93.

1906 — La Región Minera de Huancavelica, Distrito de Huayllay, Provincia del Cerro de Pasco.
B. C. I. M. P. **44**, 1—40, 2 lam, 1 map.
Bol. Minas **13**, 27—30, 36—39, 43—47, 50—54, 58—62.

1908 — La Minería en el Perú.
Publicación del Ministerio de Fomento, Dirección de Fomento. Lima. XLI y 365 pp. 51 lám.

1918 Velasques Jiménez, J. Los yacimientos carboníferos del distrito de Llapo. Cuenca carbonífera de Ancos.
B. C. I. M. P. **89**, 24 S., 1 t., 1 mapa, 1 fig.

1897 Venturo, P. C., Excursiones científicas. Viaje al Cerro de Pasco.
Bol. Minas. **13**.

1904 — Los Yacimientos de Fierro de Tambo Grande.
B. C. I. M. P. 8, 37 p., 6 lám.

1927 Vielmetter, R. Untersuchung von Eruptivgesteinen und ihrer Kontaktgesteine aus den Kordilleren von Bolivia und Perú.
Beitr. z. Geol. u. Pal. v. Südamerika **29.**
N. J. f. Min. usw. BB. **56**, Abt. A, 23—58.

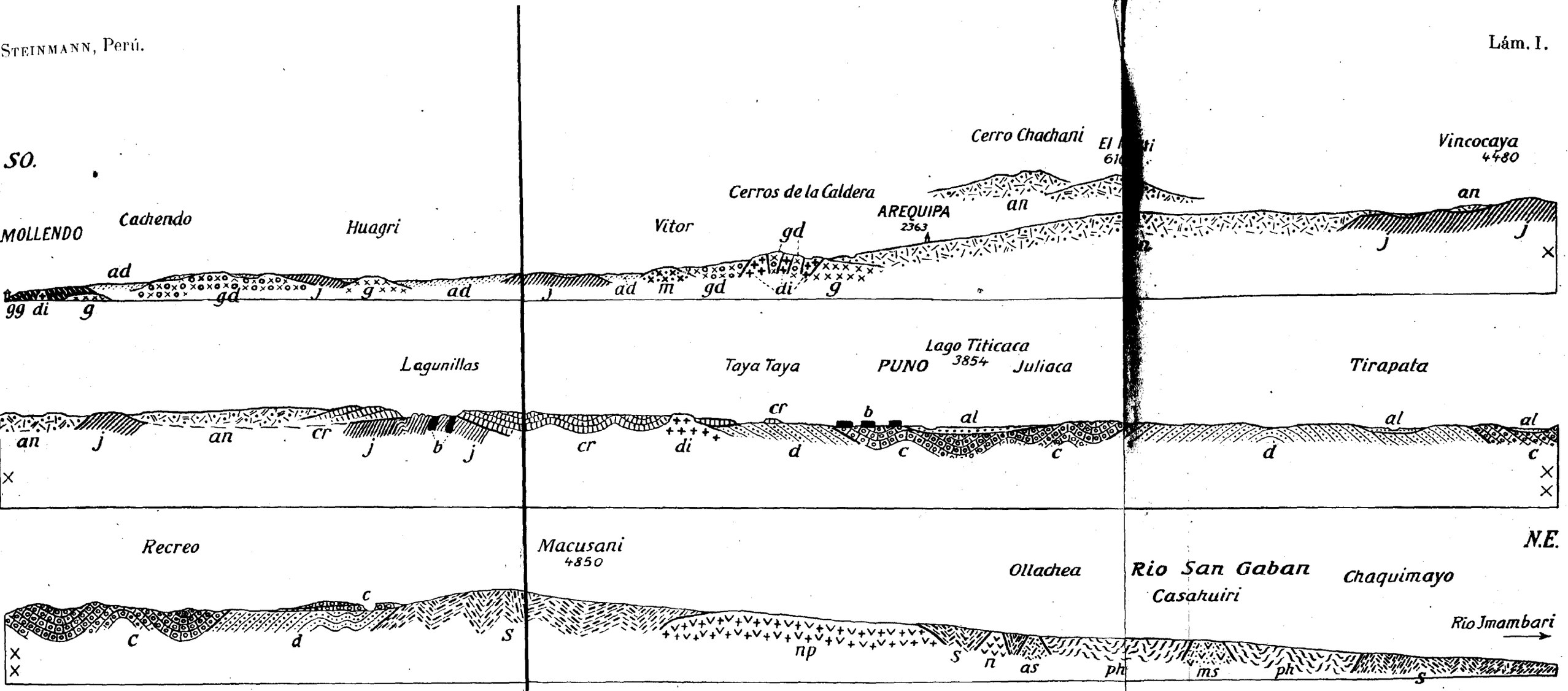
1899 Villa, E. G. Asiento de Ancash. Mineral de Colquipocro.
Bol. Min. Ind. Constr. **5**, 66—69.

1927 Wasson, Th. & Sinclair, J. H. Geological Explorations East of the Andes in Ecuador.
Bull. Am. Ass. Petroleum Geologists. **11**, 1253—1281, pl. 9—13, 4 fig.

1908 WECKWARTH, E. Los Metales Raros en el Perú.
B. C. I. M. P. **63**, 125 p.
1908a — El Antimonio en el Perú.
B. C. I. M. P. **68**, 1—97.
1853 WEDELL, H. A. Voyage dans le Nord de la Bolivie et dans les parties voisines du Pérou en visite du district aurifère de Tipuani.
Vide CASTELNAU.
1913 WELTER, O. Eine Tithonfauna aus Nord-Peru.
Beitr. z. Geol. u. Pal. v. S.-Amerika **19**.
N. J. f. Min. etc. I., 28—42, T. 5, 3 fig.
1926 WERENFELS, A. Diatomeenerde im Eocän von Perú.
Ecl. Geol. Helvetiae, **19**, 630—631, 1 fig.
1927 — Geology of the Illescas Region, Northern Perú (South America).
Ecl. Geol. Helvetiae, **20**, 473—486, T. 17, 4 fig.
1906 WIELE VAN DE. La Méditerranée des Antilles et le Bassin Préandin, considérés comme régions d'affaisement.
Bull. Soc. Belge de Géologie **20**, Mém. 83—161.
1922 WITHERS, TH. H. Cirripedia (of the Tablazos of Northern Peru). BOSWORTH, T. C. 1922, 179—180, t. 26, f. 33. 34.
1922 WOODS, H. Mollusca from the Eocene and Miocene Deposits of Peru.
BOSWORTH, T. C. 1922, 51—113, t. 1—20.
1922a — Crustacea from the Eocene Deposits of Peru.
BOSWORTH, T. C. 1922, 114—118, t. 17, f. 4—11
1922b WOODS, H. H., VAUGHAN, T. W. and CUSHMAN, J. A. Illustrations of Fossils of Peru Tertiary.
London. 8°. 1 vol., 24 t.
1871 WOODWARD, H. The tertiary shells of the Amazonas Valley.
Ann. and Mag. Nat. Hist., 4. ser., **7**, 59, 101, t. 5.
1918 YÁÑEZ LEÓN, J. M. Yacimientos Carboníferos de las provincias de Pallasca, Huaylas y Yungay.
B. C. I. M. P. **90**, 85 S., 5 Taf., 1 K.
1908 Zevallos, G. D. Minerales y Rocas en los Departamentos del Sur.
B. C. I. M. P. **93**, 45—64, 3 lam.
1919 — Rocas y Fósiles de la Región de Checras y Oyón.
B. C. I. M. P. **97**, Anexos 264—292.
1922 — Estudio Microscópico del Mineral de Ccochasayhuas. Lima, 50 p.
1910 ZEILLER, R. Sur quelques plantes Wealdiennes du Pérou.
Cpts. Rend. Ac. Sc. **150**, 1488—1490.
1914 — Sur quelques plantes Wealdiennes receuillies au Pérou par Mr. le Capitaine BERTHON. Revue générale de Botanique. 25 bis, 647—671, pl. 20, 21, 9 fig.

Un catálogo de la literatura minera y también geológica del Perú hasta el año de 1914, se encuentra en el libro de

1914 TORRES, J. L., Guía Bibliográfica. Descripción des Minas y Oficinas Metalúrgicas en el Perú clasificadas por Departamentos. 3. edición. Lima. 97 p.



Perfil transversal por la Cordillera del Perú meridional en la latitud del Lago Titicaca desde Mollendo hasta el Chaquimayo (Inambari), según DOUGLAS (1920). Distancias 1:400 000, alturas 1:200 000.

gg ortogneis precámbrico de la región costanera penetrado por granito antiguo *(g)* y diorita *(di)*. *ph* micacita y filita precámbricas de la Cordillera oriental. *s* pizarra del paleozoico inferior, preferentemente ordovícica. *n* sienita nefelinítica. *np* pórfido de sienita nefelinítica. *as* sienita augítica. *ms* sienita micácea. *d* areniscas y pizarras devónicas. *c* carbónico superior marino. *j* areniscas y calizas del jurásico medio (?). *cr* conglomerados, areniscas y calizas del cretácico superior (formación de Puca). Rocas eruptivas terciarias de los Andes: *g* granito y adamelita. *gd* granodiorita. *di* diorita (cerca Cerros de la Caldera). *m* monzonita. *an* lavas y tobas de andesita (cuarternario y neógeno). *b* basalto en filones y mantos. *al* aluvio. *ad* arenas del desierto.

En este perfil saltan a la vista claramente las particularidades siguientes: el peralte que ha sufrido la Cordillera occidental por las brechas y tobas de rioandesita neógenas y por los volcanes cuaternarios; la discordancia entre los estratos jurásicos en posición generalmente muy inclinada y las rocas sobrepuestas ligeramente onduladas del cretácico más superior (Puca); la predominante concordancia entre el devónico y el carbónico aun que, según se dice, existe una discordancia entre ambas, entre Recreo y Macusani, lo que formaria una excepción (?); el plegamiento fuerte de las filitas precámbricas y del ordovícico y la intrusión de rocas nefeliníticas más modernas (paleozoicas?), que por lo demás faltan en el Perú.

El corte pasa en la región del Río Sangabán por un lugar relativamente bajo de la parte setentrional de la Cordillera Real, donde casualmente las granodioritas terciarias no han hecho intrusión.

Carl Winters Universitätsbuchhandlung, Heidelberg.

Fig. 1. Anticlinal de posición casi vertical en los bancos gruesos de las cuarcitas y en las pizarras y areniscas de estratificación delgada del neocómico. Vista tomada en la dirección del rumbo hacia SE. Al oeste de Torres cerca de Huayanca. Las pizarras y las areniscas de estratificación delgada están muy aplastadas.
Fotogr.: STEINMANN.

Fig. 2. Vista de la anticlinal anchamente abovedada, en el vértice débilmente erosionada, en estratos del cretácico inferior al oeste del portezuelo Yanashallah, entre Huayanca y Recuai. k= caliza con caprotinas del barremiano superior. s= areniscas y abajo margas y tobas rojas y verdes del barremiano medio.
Fotogr.: SCHLAGINTWEIT.

Carl Winters Universitätsbuchhandlung, Heidelberg.

Fig. 1. Plegamiento en el portlandiano (titoniano, t) y en la arenisca neocómica (n) al E de Huayanca.

La vista pasa por encima del pueblo de Huayanca (3580 m) a la Quebrada de Putacaracra, cuyas paredes se componen de areniscas y pizarras del portlandiano (t). A la izquierda los pliegues fuertemente comprimidos y acostados hacia NE en las cuarcitas y areniscas del neocómico (n).

Fotogr.: STEINMANN.

Fig. 2. Filón-capa de andesita, que cambia dirección varias reces, en barremiano plegado (ca. 4000 m). Visto en el rumbo hacia SE. Entre Carhuás, Valle de Santa, y la mina Buenacashma, Cordillera Negra.

Fotogr.: STEINMANN.

Carl Winters Universitätsbuchhandlung, Heidelberg.

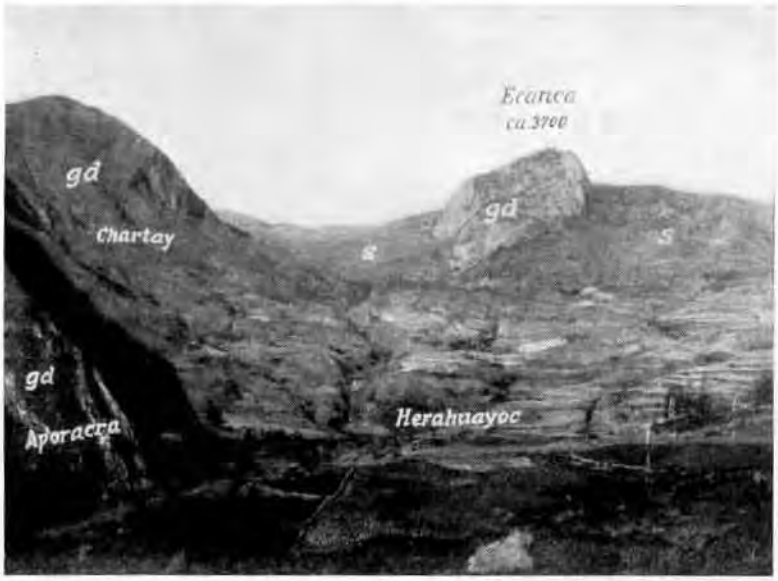


Fig. 1. Vista hacia los batolitos de granodiorita de Chartai, Ecanca y Aporacra (gd), cuyas cúspides han sido denudadas de las pizarras y areniscas envolventes del portlandiano y neocómico por la erosión. Vista tomada arriba de Erahuayoc cerca de Urcón, confin setentrional de la Cordillera Blanca, hacia NO. Fotogr.: SCHLAGINTWEIT

Fig. 2. Muralla de travertina de Ticapampa cerca de Recuai vista hacia NE. Atrás de la muralla se ven el humo del agua termal, en el foro los cerros nevados de la Cordillera Blanca.

Fotogr.: SCHLAGINTWEIT.

Carl Winters Universitätsbuchhandlung, Heidelberg.

Fig. 1. Tablazo de Máncora del cuaternario inferior visto desde el Pacífico. En el foro la Sierra de Silla de Paita que sobresale en forma de isla. Fotogr.: SCHLAGINTWEIT.

Fig. 2. Posición discordante del tablazo de Máncora del cuarternario inferior (c) sobre neógeno inclinado (P) cerca de Paita. Fotogr.: SCHLAGINTWEIT.

Fig. 3. Valle glacial en forma de U de Yanganuco cerca de Yungai, visto desde Yanganuco (3900 m), desde arriba. Laguna estancada por un derrumbamiento del cerro desde la falda izquierda. Fotogr.: STEINMANN.

Carl Winters Universitätsbuchhandlung, Heidelberg.

Fig. 1. Bloques erráticos de granodiorita encima de la morena terminal cerca de Huarás, valle de Santa. Fotogr.: STEINMANN.

Fig. 2. Panorama del grupo de Huandoy con cuatro picas (6400 m), Cordillera-Blanca; vista tomada desde el portezuelo de Yanganuco (4700 m) hacia NO. Entre los dos picas más altas y abajo a la derecha sedimentos contactometamórficos entre los picas del batolito de granodiorita. Terraplenes altos y claros de morenas terminales delante de los glaciares retrocedidos. Fotogr.: SCHLAGINTWEIT.

Carl Winters Universitätsbuchhandlung, Heidelberg.

Fig. 1. Lagunas glaciales al oeste de Huayanca situadas en areniscas neocómicas fuertemente plegadas, vistas desde la mina de San Francisco. A la derecha: Laguna Purísima (4250 m) parada por un tranque de piedra. A la izquierda en un nivel más bajo: Laguna de Lima con morenas terminales antepuestas. En el foro: tablazo de arenisca neocómica. Fotogr.: STEINMANN.

Fig. 2. Ripio cuaternario de la cuenca de Huánuco Viejo, cortado por el rio Aguamiro. En el primer término el pueblo de Aguamiro (3200 m). Fotogr.: STEINMANN.

Carl Winters Universitätsbuchhandlung, Heidelberg.

Fig. 1. Superficie de lapiez de la caliza con actaeonellas del cretácico superior en más o menos 4000 m de altura arriba de la Cuesta de Huañambra, entre Sendamal y Celendín. Los surcos han sido causados probablemente por aguas de fusión de los glaciales.
Fotogr.: STEINMANN.

Fig. 2. El „Bosque de Rocas" (Rock Forest) cerca de la Hacienda Quisque (en más ó menos 4000 m de altura) en la parte nordoeste de la Pampa de Junín, O de Cerro de Pasco. Tobas volcánicas del neógeno labradas probablemente por aguas de fusión de los glaciales cuaternarios.
Fotogr.: WAGNER, Lima.

Carl Winters Universitätsbuchhandlung, Heidelberg.

Fig. 1. Planicie de la cumbre (altiplanicie de la Puna) de la Cordillera transmarañónica (oriental), (más o menos 4000 m) con el monadnoc glaciado del Nevado de Acrotambo (a la derecha). Vista tomada desde el E de Tingo, Cordillera Blanca, hacia NE. Fotogr.: STEINMANN.

Fig. 2. Vista de la planicie de la cumbre (altiplanicie de la Puna) de la Cordillera Negra, 4000 m más o menos), tomada desde Musho cerca de Yungai, Cordillera Blanca (3000 m más o menos). Fotogr.: SCHLAGINTWEIT.

Carl Winters Universitätsbuchhandlung, Heidelberg.